

SÉRIE A, N° 1235

N° D'ORDRE :

2104

THÈSES

PRÉSENTÉES

A LA FACULTÉ DES SCIENCES
DE L'UNIVERSITÉ DE PARIS

POUR OBTENIR

LE GRADE DE DOCTEUR ÈS SCIENCES PHYSIQUES

PAR

M. Gaston GRENET

1^{re} THÈSE. — SUR LES PROPRIÉTÉS MAGNÉTIQUES DES ROCHES.

2^e THÈSE. — PROPOSITIONS DONNÉES PAR LA FACULTÉ.

Soutenues le *14* Mars 1930 devant la Commission d'examen.

MM. MAURAIN.....	<i>Président.</i>
JANET.....	} <i>Examineurs.</i>
MICHEL-LÉVY.....	

PARIS

MASSON ET C^{ie}, ÉDITEURS

LIBRAIRES DE L'ACADÉMIE DE MÉDECINE

120, BOULEVARD SAINT-GERMAIN

1930

SÉRIE A, N° 1235

N° D'ORDRE :

2104

THÈSES

PRÉSENTÉES

A LA FACULTÉ DES SCIENCES
DE L'UNIVERSITÉ DE PARIS

POUR OBTENIR

LE GRADE DE DOCTEUR ÈS SCIENCES PHYSIQUES

PAR

M. Gaston GRENET

1^{re} THÈSE. — SUR LES PROPRIÉTÉS MAGNÉTIQUES DES ROCHES.

2^e THÈSE. — PROPOSITIONS DONNÉES PAR LA FACULTÉ.

Soutenues le Mars 1930 devant la Commission d'examen.

MM. MAURAIN..... *Président.*

JANET..... } *Examineurs.*
MICHEL-LÉVY..... }

PARIS

MASSON ET C^{ie}, ÉDITEURS

LIBRAIRES DE L'ACADÉMIE DE MÉDECINE

120, BOULEVARD SAINT-GERMAIN

1930

FACULTÉ DES SCIENCES DE L'UNIVERSITÉ DE PARIS

MM.

Doyen..... C. MAURAIN, *Professeur*, Physique du globe.

Doyens honoraires.. P. APPELL, M. MOLLIARD.

Profess. honoraires. { A. JOANNIS. A. FERNBACH.
H. LE CHATELIER. A. LEDUC.
H. LEBESGUE. E. HEROUARD.

ÉMILE PICARD.....	Analyse supér. et algèbre supérieure.
G. KOENIGS.....	Mécanique physique et expérimentale.
E. GOURSAT.....	Calcul différentiel et calcul intégral.
P. JANET.....	Electrotechnique générale.
F. WALLERANT.....	Minéralogie.
P. PAINLEVÉ.....	Mécanique anal. et mécanique céleste.
GABRIEL BERTRAND	Chimie biologique.
M ^{me} P. CURIE.....	Physique générale et radioactivité.
M. CAULLERY.....	Zoologie (Evolution des êtres organisés)
G. URBAIN.....	Chimie générale.
ÉMILE BOREL.....	Calcul des probabilités et phys. mathém.
L. MARCIUS.....	Aviation.
JEAN PERRIN.....	Chimie physique.
RÉMY PERRIER.....	Zoologie (Enseignement P. C. N.).
H. ABRAHAM.....	Physique.
M. MOLLIARD.....	Physiologie végétale.
E. CARTAN.....	Géométrie supérieure.
L. LAPICQUE.....	Physiologie générale.
E. VESSIOT.....	Théorie des fonct. et th. des transf.
A. COTTON.....	Physique générale.
J. DRACH.....	Application de l'analyse à la géométrie.
CHARLES FABRY.....	Physique.
CHARLES PÉREZ.....	Zoologie.
LÉON BERTRAND.....	Géolog. structurale et géolog. appliquée.
R. LESPIEAU.....	Théories chimiques.
E. RABAUD.....	Biologie expérimentale.
P. PORTIER.....	Physiologie comparée.
E. BLAISE.....	Chimie organique.
P. A. DANGEARD.....	Botanique.
P. MONTEL.....	Mécanique rationnelle.
P. WINTREBERT.....	Anatomie et histologie comparées.
O. DUBOSQ.....	Biologie maritime.
G. JULIA.....	Mathématiques générales.
A. MAILHE.....	Etude des combustibles.
L. LUTAUD.....	Géogr. physique et géol. dynamique.
EUGÈNE BLOCH.....	Physique théorique et phys. céleste.
HENRI VILLAT.....	Mécanique des fluides et applications.
CH. JACOB.....	Géologie.
P. PASCAL.....	Chimie minérale
LÉON BRILLOUIN.....	Théories physiques.
V. AUGER.....	Chimie appliquée.
N.....	Astronomie.
E. PÉCHARD.....	Chimie (Ens. P. C. N.).
M. GUICHARD.....	Chimie minérale.
A. GUILLET.....	Physique.
G. MAUGUIN.....	Minéralogie.
L. BLARINGHEM	Botanique
A. MICHEL-LÉVY	Pétrographie.
A. DEREIMS.....	Géologie.
A. DENJOY.....	Calcul diff. et int.
H. BENARD.....	Physique (P.C.N.).
E. DARMOIS.....	Physique.
G. BRUHAT.....	Physique.
H. MOUTON.....	Chimie physique,
L. JOLEAUD.....	Paléontologie.
M. JAVILLIER.....	Chimie biologique.
A. DUFOUR.....	Physique (P.C.N.).
F. PICARD.....	Zoologie (Evolution des êtres organisés).
ROBERT-LÉVY.....	Zoologie.
L. DUNOYER.....	Optique appliquée.
A. GUILLIERMOND	Botanique (P.C.N.).
A. DEBIERNE.....	Radioactivité.
M. FRECHET.....	Calcul des probabilités et phys. mathém.



Secrétaire..... A. PACAUD

A M. CH. MAURAIN

Doyen de la Faculté des Sciences,
Directeur de l'Institut de Physique du Globe.

Hommage de respectueuse gratitude.



Digitized by the Internet Archive
in 2026

SUR LES PROPRIÉTÉS MAGNÉTIQUES DES ROCHES

Par M. GASTON GRENET

INTRODUCTION

Ce travail a été entrepris sous la direction de M. Maurain dont les conseils m'ont été particulièrement précieux. Je l'ai poursuivi dans les laboratoires de l'Institut de Physique du Globe de la Faculté des Sciences de Paris, où j'ai reçu de tous l'accueil le plus bienveillant.

Je tiens à rendre hommage ici à tous ceux qui m'ont aidé dans ce travail.

M. Lacroix qui a bien voulu mettre à ma disposition un grand nombre d'échantillons de roches et de minéraux de la collection du Muséum d'Histoire Naturelle.

M. Abraham qui a bien voulu me fournir un échantillon d'oxyde ferrique ferromagnétique.

M. Urbain qui a mis à ma disposition des échantillons de minéraux de la collection Dufet.

M. Léon Bertrand qui a bien voulu mettre à ma disposition un four électrique à résistance.

M. Jacob qui a bien voulu m'autoriser à travailler dans le laboratoire de Pétrographie en m'adressant à :

M. A. Michel Lévy qui m'a guidé de ses conseils, en particulier pour l'étude des modifications survenues dans les roches chauffées.

M. G. Foex qui a mis à ma disposition un échantillon de pyrophosphate de manganèse qui m'a servi d'étalon de susceptibilité.

Je n'oublie pas non plus les conseils et renseignements qui m'ont été fournis par Mme Jérémie et par M. Orcel.

Enfin j'adresse mes remerciements au Conseil de la Faculté des Sciences de Paris qui a bien voulu m'accorder une bourse d'étude, grâce à laquelle j'ai pu exécuter ce travail.

Les recherches sur les propriétés magnétiques des roches sont d'ordre très divers. Elles peuvent porter sur le magnétisme rémanent, sur la susceptibilité, sur la température de perte de magnétisme, sur les relations entre les propriétés magnétiques et la composition chimique et minéralogique.

Ces recherches ont pour objet général de mieux faire connaître les propriétés magnétiques des roches ; mais elles peuvent aussi apporter une contribution aux problèmes suivants :

- 1^o Déterminer les causes des anomalies dans la répartition géographique des éléments du magnétisme terrestre ;
- 2^o Inversement par l'étude des anomalies, prévoir la nature ou la structure des terrains sous-jacents ;
- 3^o Déterminer la déclinaison et l'inclinaison magnétique à des époques pour lesquelles nous ne possédons pas de résultat d'observation.

CHAPITRE PREMIER. — HISTORIQUE

I. — Les précurseurs.

Il faut attendre la fin du XIX^e siècle pour trouver des études apportant quelques résultats numériques. Cependant il convient de signaler les précurseurs suivants :

DE SAUSSURE (62) a observé, dans les Alpes, certaines anomalies magnétiques qu'il a pu relier à des gisements de minerais de fer.

HAÜY (22) a construit un magnétomètre différentiel fort sensible, destiné à mettre en évidence la présence du fer dans les minéraux; il a observé en particulier que, lorsque le fer se trouve sous forme hydratée, il est nécessaire de griller l'échantillon pour le rendre magnétique.

Ses expériences semblent avoir été conduites avec beaucoup de soin, puisqu'il a mis en évidence les propriétés magnétiques du grenat dont la susceptibilité spécifique est de l'ordre de $50 \cdot 10^{-6}$.

SAIGEY (26) a construit un magnétomètre astatique fort sensible destiné à mesurer le magnétisme naturel et le magnétisme induit des minéraux.

Ses résultats sont intéressants au point de vue qualitatif, mais l'habileté expérimentale de ce physicien pas plus que celle de Haüy n'a fait beaucoup avancer le problème parce que les connaissances sur l'électricité et le magnétisme étaient alors trop incomplètes.

FOURNET (64). Le titre seul de son mémoire (magnétisme des minerais et des roches. Causes de quelques anomalies magnétiques) montre que, à cette époque, on était déjà préoccupé de problèmes qui ne sont pas encore résolus. Dans cet article on constate, à côté d'observations raisonnables, certaines opinions que l'on ne s'explique pas et qui avaient cours à l'époque: « Les minéraux n'acquièrent leur magnétisme polaire qu'après exposition à l'air, à la lumière, ou à l'électricité » et à ce propos il cite Breithaup, Gibbs, Humboldt ⁽¹⁾.

DELESSE (17) a cherché à caractériser quantitativement les

(1) Je retrouve la même opinion attribuée à Naumann. *Die Erscheinungen des Erdmagnetismus*, Stuttgart, 1887, cité par RUCKER et THORPE, *Phil. trans. of Roy. Soc.*, série A, vol. 181, 1890, p. 314.

propriétés magnétiques des minéraux en mesurant la quantité de poudre du minéral à étudier qui pouvait être attirée par un électro-aimant.

II. — De 1883 à nos jours.

MELLONI (53) s'est attaché à prouver que les roches provoquent des anomalies magnétiques, par suite de l'aimantation acquise par refroidissement dans le champ magnétique terrestre, aimantation bien supérieure à l'aimantation temporaire induite par le champ terrestre.

GHERARDI (52) a étudié l'aimantation rémanente des terres cuites utilisées pour la construction des édifices, il en a constaté la grande stabilité et a ainsi ouvert la voie dans laquelle s'est engagé Folgheraiter.

TRAVAUX LIÉS AUX RÉSEAUX MAGNÉTIQUES DES ILES BRITANNIQUES. — Lors du relevé du réseau magnétique rapporté au 1^{er} janvier 1886, Rucker et Thorpe (39) ont cherché à expliquer les anomalies régionales observées par la présence de roches magnétiques, mais ils ne signalent qu'une seule mesure de susceptibilité faite par Hoffert sur un basalte de l'île de Canna ($k = 1.500 \times 10^{-6}$).

Il faut arriver au travail relatif au réseau magnétique au 1^{er} janvier 1891 pour trouver une série de mesures effectuées au moyen de la balance d'induction de Hughes (3-6). Une autre série de mesures a été effectuée avec le même appareil par Rucker et White (41) en 1898.

A l'occasion du relevé du réseau magnétique au 1^{er} janvier 1913 effectué sous la direction de G. W. Walker (43); E. Wilson (10) a effectué des mesures de susceptibilité sur une série de roches. Il a utilisé un appareil analogue à la balance magnétique Curie-Cheneveau, mais mieux adapté aux mesures effectuées.

Indépendamment des conclusions particulières applicables

aux Iles Britanniques, A. H. Cox (57 *bis*) tire de ces observations les conclusions plus générales suivantes :

Les roches sédimentaires présentent une susceptibilité très faible, qui augmente faiblement si ces roches sont ferrugineuses, pour une limonite contenant 40 o/o de fer on arrive seulement à une susceptibilité de 250.10^{-6} C. G. S.

Dans les roches ignées la susceptibilité est bien plus élevée pour une teneur en fer bien moindre, la basicité et l'acidité semblant n'avoir aucune influence, le facteur dominant semble être la teneur en magnétite; cependant la présence de pyrite magnétique, d'ilménite, de hornblende, semble avoir une influence. Les auteurs attachent une grande importance au titane qui, s'il se combine de façon à former de l'ilménite, diminue beaucoup la susceptibilité.

Cox attribue une grande importance à la dolérite, les plus magnétiques étant celles qui se trouvent en intrusion dans les bassins houillers.

FOLGHERAITER (50) s'est engagé résolument dans la voie indiquée par Gherardi (52), et c'est à lui que l'on doit les premières recherches sur l'inclinaison dans l'antiquité.

MOUREAUX (60) dans le relevé du réseau magnétique français a observé la forte anomalie du bassin parisien; il n'a pu la relier à la présence d'aucune roche suffisamment magnétique. Cependant GUSTAVE DOLFUS de qui Moureaux a sollicité l'avis signale que la ligne d'attraction maximum coïncide avec le synclinal du bassin de Paris. Moureaux pense que c'est un argument en faveur de l'explication de cette anomalie par les courants telluriques, qui seraient influencés par la structure de l'écorce terrestre.

P. WEISS (30-31) a fait une étude extrêmement précise des propriétés magnétiques de la magnétite et de la pyrrhotine cristallisées. Je n'insiste pas ici sur les conséquences très importantes et bien connues de ses recherches relativement à l'aimantation en général.

POCKELS (36) a étudié l'aimantation temporaire et l'aiman-

tation rémanente de différents échantillons de roches basaltiques, en utilisant un magnétomètre, il a trouvé comme force coercitive celle donnée par Abt pour la magnétite. Il estime que la magnétite doit être le constituant magnétique de la plupart des roches. Pour lui, la susceptibilité des roches ne suffit pas à expliquer les anomalies magnétiques, il pense qu'il faut les attribuer à l'effet de l'aimantation rémanente produite par la foudre.

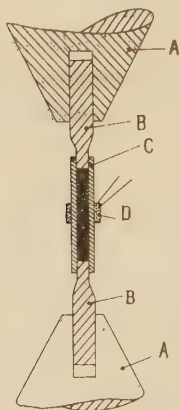


Fig. 1.

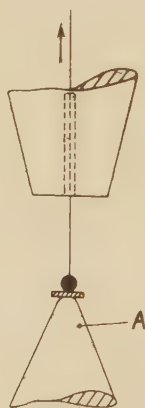


Fig. 2.

CRANE (16) a mesuré la susceptibilité magnétique d'échantillons de divers minéraux par deux méthodes :

1° Une méthode balistique schématisée (fig. 1). Entre les pièces polaires d'un électro-aimant A.-A., on intercale un tube de verre contenant l'échantillon pulvérisé du minéral à étudier ; la bobine D permet la mesure du flux.

2° Une méthode d'arrachement plus sensible schématisée (fig. 2). L'échantillon réduit en poudre est amené à une distance déterminée de la pièce polaire A et on mesure la force nécessaire pour produire l'arrachement.

Les mesures ont porté sur une centaine d'échantillons. Je

reviendrai plus loin sur les résultats obtenus qui figurent page 39.

G. E. ALLAN (33) est le premier qui ait déterminé la température de perte de magnétisme des roches. Il a observé pour certains échantillons une température voisine du point de Curie de la magnétite, pour d'autres, au contraire, il observe une température de perte de magnétisme de l'ordre de 200° C.

BRUNHES et DAVID (46, 47 et 49) se sont occupés de l'étude de l'aimantation rémanente de laves, et d'argiles cuites par le contact de laves dans la région du Puy de Dôme ; il convient de signaler le phénomène suivant observé par Brunhes : l'argile de Pontafarein, cuite par une coulée de lave, présente un pôle sud à sa partie supérieure ce qui semblerait prouver, en accord avec quelques observations d'autres auteurs, qu'à certaines époques, l'inclinaison était négative dans nos contrées.

E. MATHIAS (59) a cherché à tirer quelques conclusions générales du réseau magnétique français qui était dû à l'époque aux mesures de Moureaux dans l'ensemble de la France et de Mathias dans le Sud-Ouest.

Il a cherché quelle pouvait être l'influence de la nature de la croûte superficielle sur les anomalies. Le tableau reproduit page 9 montre les résultats obtenus. Cependant E. Mathias ne cache pas que, vu le petit nombre de stations ayant servi à établir ces moyennes, les résultats ne sont pas tous également probants.

Une étude analogue pourrait être faite actuellement, le nombre de stations du réseau magnétique français étant beaucoup plus grand qu'à l'époque de l'étude de Mathias.

MERCANTON (54) s'est spécialement occupé du magnétisme rémanent de roches boréales ou australes et, comme Brunhes sur l'argile de Pontafarein, il a observé des cas où les basaltes présentaient une direction d'aimantation correspondant à une inclinaison de sens inverse à celui de l'inclinaison actuelle.

TAKAGI (42) a effectué des mesures de susceptibilité sur des échantillons fournis par A. Tanakadate recueillis pendant le relevé magnétique du Japon 1893-1896. L'auteur a utilisé une balance magnétique du type de Curie-Cheneveau.

Les courbes de variation de la susceptibilité en fonction du champ magnétique, ainsi que les courbes de variation de l'aimantation en fonction de la température sont analogues à celles obtenues avec la magnétite. Cependant, dans certaines roches l'auteur a observé une diminution du magnétisme entre 350° C. et 400° C.

CHEVALLIER (14, 15 et 48) dans sa thèse s'est occupé de déterminer la déclinaison et l'inclinaison dans l'antiquité, par la mesure de la direction d'aimantation des laves de l'Etna. On se reportera avec avantage à ce travail pour tout ce qui concerne l'aimantation rémanente des roches et des terres cuites. Il a contribué aussi à l'étude des oxydes ferriques ferromagnétiques auxquels il attribue un rôle dans l'aimantation de certains agglomérés chaldéens.

ROTHÉ et Mme HÉE (37) ont mesuré, au moyen d'une balance de Curie Cheneveau, la susceptibilité spécifique d'un certain nombre d'échantillons caractérisant les zones stratigraphiques de la vallée du Rhin. Ces mesures confirment que les roches sédimentaires sont très peu magnétiques.

LÆWINSON-LESSING, MITKEWITCH, TURCEV (35) se sont préoccupés de déterminer dans quelle mesure les roches étaient aimantées naturellement et dans quelle mesure il leur était possible d'acquérir une aimantation par refroidissement dans le champ terrestre et par la foudre. Leur conclusion est que les roches aimantées naturellement doivent, en général, cette aimantation à la foudre, les aimantations qu'ils ont observées par refroidissement dans le champ terrestre étant très faibles.

TURCEV (27) a déterminé les cycles d'hystérésis de la magnétite et de divers échantillons de roches, ses résultats sont indiqués page 66. J'y reviendrai plus loin, à mon avis

TABLEAU I

*Influence de la nature de la croûte superficielle
sur les anomalies magnétiques d'après E. MATHIAS (59).*

Couche superficielle		Pour cent de stations normales						
		D	H	I	X	Y	Z	T
Terrains azoïques	Basaltes, Porphyres . . .	28,6	30,8	30,8	30,8	38,5	46,2	46,2
	Micaschistes . . .	48,1	31,8	54,2	33,3	42,9	66,7	66,7
	Gneiss . . .	58,3	75,0	83,3	75,0	75,0	100,0	100,0
	Granites et terrains granitiques . .	64,8	59,7	57,1	68,6	68,6	84,3	85,7
	Moyenne . . .	56,4	52,9	56,3	58,6	61,2	78,4	79,3
Terrains primaires	Cambrien . . .	45,7	58,8	78,8	58,8	58,8	75,8	75,8
	Silurien . . .	80,0	80,0	80,0	80,0	80,0	100,0	100,0
	Dévonien . . .	25,0	75,0	75,0	75,0	25,0	75,0	75,0
	Carbonifère . . .	65,2	77,8	66,7	77,5	75,0	88,9	88,9
	Permien . . .	100,0	83,3	100,0	83,3	100,0	83,3	100,0
	Moyenne . . .	55,9	67,2	79,3	68,4	64,9	80,7	82,5
Terrains secondaires	Trias . . .	45,8	60,0	56,0	50,0	66,7	92,0	88,0
	Jurassique inférieur . .	71,2	84,9	84,5	84,3	78,6	91,4	92,9
	Jurassique moyen . . .	69,8	80,9	84,6	77,5	77,5	92,3	92,3
	Jurassique supérieur . .	54,5	100,0	78,3	100,0	78,9	100,0	100,0
	Jurassique intermédiaire .	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
	Crétacé inférieur . . .	41,7	83,3	91,7	75,0	50,0	91,7	83,3
	Crétacé supérieur . . .	57,0	76,9	72,3	71,7	66,3	85,1	87,2
	Moyenne . . .	61,5	80,4	77,5	76,5	71,9	90,1	90,5
Terrains tertiaires	Eocène . . .	47,1	81,2	83,3	77,6	65,7	91,3	92,7
	Oligocène . . .	49,0	85,4	71,7	67,4	54,3	82,1	79,2
	Miocène . . .	62,5	80,6	75,0	77,1	71,4	77,8	80,6
	Pliocène . . .	83,3	84,6	89,3	83,3	95,8	80,8	88,4
	Moyenne . . .	55,7	82,7	78,7	75,6	68,0	84,3	86,0
Terrains quaternaires ⁽¹⁾ .		61,5	84,3	82,4	82,7	75,3	83,7	86,2
Moyenne générale. . .		58,8	75,8	75,4	73,3	68,9	85,2	86,4

(1) Dans les terrains quaternaires ont été comprises les stations qui se trouvent dans les vallées, sur des lits peu épais d'alluvions quaternaires.

ils n'apportent pas de renseignements nouveaux sur le point de savoir si la magnétite est ou non le constituant magnétique des roches.

JACQUET (34), dans sa thèse indique l'aimantation à saturation d'un grand nombre d'échantillons provenant du Massif Central ; de plus il a déterminé la courbe de variation de l'aimantation avec la température ; les résultats concordent avec ceux de Takagi (42) et de Allan (33). Je reviendrai sur ce travail (p. 60).

Dans cet aperçu historique je n'ai cité que les travaux intéressant directement le magnétisme des roches. La bibliographie (p. 85) comprend, avec ces travaux quelques autres que j'aurai l'occasion de citer.

CHAPITRE II. — LES MÉTHODES DE MESURE DE LA SUSCEPTIBILITÉ DES MINÉRAUX ET DES ROCHES

Je cite pour mémoire le procédé employé par Delesse indiqué page 3 qui est évidemment imprécis et d'un emploi délicat.

Les méthodes que l'on peut envisager sont les suivantes :

- 1^o Méthode magnétométrique ;
- 2^o Méthode d'attraction dans un champ magnétique non uniforme ;
- 3^o Méthode balistique ;
- 4^o Méthode balistique à répétition de Townsend ;
- 5^o Méthode de la balance d'induction de Hughes.

Sauf indications contraires, j'emploie dans ce travail, les unités électromagnétiques C. G. S. et les symboles suivants :

- $\mathcal{H}$ désigne le champ magnétique,
- $\mathcal{B}$ désigne l'induction magnétique,
- φ désigne le flux d'induction magnétique,
- $\mathcal{M}$ désigne le moment magnétique,

$\mathfrak{A}$ désigne l'aimantation,
 i le courant électrique,
 δ la densité du courant.
 μ la perméabilité magnétique,
 k la susceptibilité magnétique,
 χ la susceptibilité spécifique ou coefficient d'aimantation,
 m la masse,
 v le volume,
 d la masse spécifique.

I. — Méthode magnétométrique (fig. 3).

L'échantillon à essayer est placé dans la région de champ uniforme d'un solénoïde A (fig. 3). L'aimantation de l'échantillon est mesurée au moyen d'un magnétomètre M, l'action

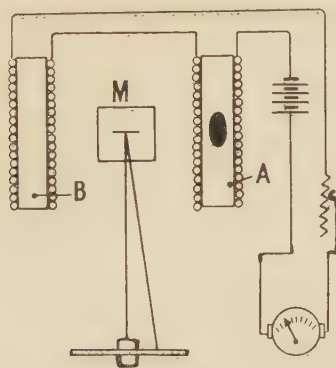


Fig. 3.

du courant inducteur sur le magnétomètre étant compensée grâce au solénoïde B.

Cette méthode est fort intéressante, car elle se prête facilement aux mesures absolues sur des échantillons de dimensions courantes. Malheureusement elle est de moins en moins utilisable dans les laboratoires usuels situés dans des

villes où l'on observe continuellement de très fortes variations des éléments magnétiques, et par suite du champ directeur duquel dépendent les indications de l'appareil.

II. — Méthode d'attraction dans un champ magnétique non uniforme.

Si on place un échantillon de volume v de susceptibilité k dans un champ magnétique $\mathcal{H}$ il acquiert un moment magnétique $vk\mathcal{H}$ (si toutefois k est assez faible pour que l'on puisse négliger le champ démagnétisant qui dépend de la forme de l'échantillon). La composante suivant ox de la force qui s'exerce sur l'échantillon est $f_x = k.v.\mathcal{H} \cdot \frac{\partial \mathcal{H}}{\partial x}$.

Dans la plupart des cas on s'arrange pour que la direction ox suivant laquelle on mesure la force soit un axe de symétrie pour le champ magnétique, de cette façon la seule force qui s'exerce sur l'échantillon est la composante suivant ox . On mesure f par divers procédés; Curie (1) a employé une balance de torsion, d'autres ont utilisé des balances ordinaires ou spécialement construites à cet effet. Weiss et Foex (9) ont mis au point un appareil dans lequel le seul déplacement possible pour l'échantillon est une translation

La force exercée par l'électro-aimant sur l'échantillon peut être mesurée par une méthode de déviation, mais lorsqu'on désire une grande précision il est préférable d'employer une méthode de zéro, Weiss et Foex (9) mesurent cette force en lui opposant une force égale et opposée produite par l'attraction ou la répulsion de deux bobines parcourues par des courants convenables. Foex et Forrer (4) ont remplacé une des bobines de l'appareil de Weiss et Foex par un aimant ce qui leur a permis d'alléger l'équipage mobile et d'augmenter la sensibilité. Wilson (10) ramène à zéro la déviation de sa balance de torsion au moyen du couple exercé par un électro-aimant fixe sur un bobinage mobile (analogue au cadre d'un galvanomètre) dans lequel circule un courant convenable.

C'est cette méthode d'attraction dans un champ magnétique non uniforme qui, sous une forme ou sous une autre, est la plus employée actuellement pour les mesures de susceptibilité des roches.

Elle a pour inconvénients de nécessiter la réduction en poudre de l'échantillon et de ne s'appliquer qu'à des échantillons de faibles dimensions (les mesures portent habituellement sur 1 g. de substance). Par contre elle a l'avantage de ne pas être influencée par les variations des éléments du champ magnétique local (qui rendent impossible l'emploi de la méthode magnétométrique dans les villes).

III. — Méthode balistique (fig. 4).

Elle consiste à placer l'échantillon dans un double solénoïde dont le primaire est traversé par le courant inducteur

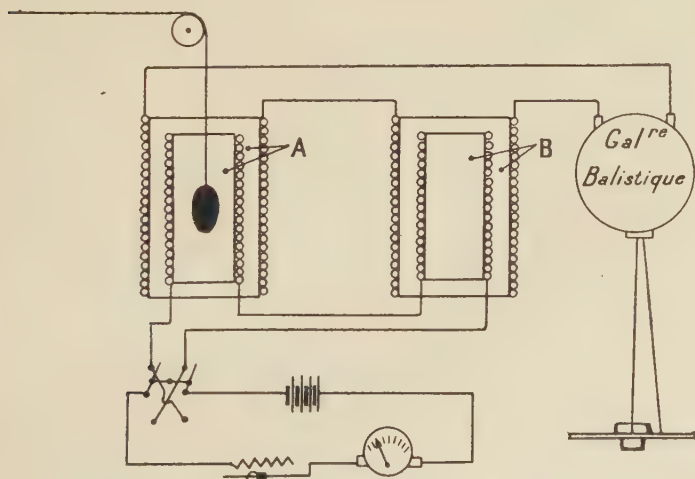


Fig. 4.

et dont le secondaire est placé aux bornes d'un galvanomètre balistique, un double bobinage B en opposition avec A annule,

en l'absence d'échantillon, la quantité d'électricité induite dans le galvanomètre par une variation du courant primaire. On mesure la susceptibilité au moyen de la déviation du spot produite par l'introduction ou le retrait de l'échantillon ou bien encore par l'inversion du courant primaire.

Pour les mesures de fortes susceptibilités elle peut être employée dans les villes comme l'a fait Chevallier (14).

Je pense que, en s'installant en dehors d'une ville, et en employant un galvanomètre sensible, on pourrait arriver à une sensibilité suffisante pour la mesure de la susceptibilité magnétique des roches.

Une variante des méthodes balistiques consiste à employer un appareil analogue aux perméamètres utilisés pour tracer le cycle d'hystérésis des aciers. Cette variante présente le gros inconvénient qu'on mesure directement $\mathcal{B} = \mathcal{H} + 4\pi\mathfrak{J}$; or le terme $4\pi\mathfrak{J}$ étant très faible devant $\mathcal{H}$ la moindre erreur est très gênante (pour $k = 10^{-4}$ on a $\mathcal{B} = \mathcal{H}(1 + 1,3 \times 10^{-3})$). Le seul avantage du procédé est de supprimer le champ démagnétisant ce qui ne présente en général aucun intérêt vu la faible susceptibilité des roches.

Pour rendre cette variante utilisable pour les roches, il faut comme pour la méthode balistique ordinaire, disposer une induction mutuelle supplémentaire, de façon à annuler la quantité d'électricité induite, en l'absence d'échantillon, par la variation du champ magnétique. De cette façon la déviation du balistique est proportionnelle à $\mathcal{B} - \mathcal{H} = 4\pi\mathfrak{J}$.

IV. — Méthode de Townsend (8).

Est un perfectionnement de la méthode balistique qui permet d'accroître la sensibilité sans avoir recours à des galvanomètres ultra-sensibles. L'appareil est en principe analogue à celui qui est utilisé pour la méthode balistique, mais il est complété par un commutateur qui inverse périodiquement les connexions du balistique et de la batterie d'alimentation.

Townsend a ainsi pu évaluer la susceptibilité de l'eau à $-0,77 \times 10^{-6}$ alors qu'elle serait $-0,72 \times 10^{-6}$ d'après les mesures plus récentes de Sève (7).

Cette méthode est assez sensible pour s'appliquer à la mesure de la susceptibilité magnétique des roches. Légèrement modifiée elle a été appliquée par Stutzer (32 bis) pour mesurer la susceptibilité de minéraux divers.

V. — Méthode de la balance de Hughes.

Cette méthode peut se comparer à la méthode de Townsend dans laquelle on aurait remplacé l'alimentation en courant continu inversé périodiquement, par une alimentation en courant alternatif, et le galvanomètre balistique par un téléphone. Sous sa forme originelle elle a été employée par Rucker (6) mais par suite de la faible sensibilité de ses appareils, il a dû utiliser une méthode assez compliquée, la mesure se faisant en comparant la susceptibilité de l'échantillon à celle d'une suspension d'oxydes dans de la glycérine. Comme on le verra plus loin, j'ai pu accroître suffisamment la sensibilité de cette méthode pour la rendre plus pratique, à certains points de vue, que la méthode d'attraction dans un champ magnétique non uniforme.

CHAPITRE III. — MÉTHODES UTILISÉES DANS CE TRAVAIL. DESCRIPTION DES APPAREILS

J'ai utilisé deux appareils :

Une balance de Curie-Cheneveau que j'ai modifiée et une balance de Hughes, que j'ai adaptée à la mesure directe de la susceptibilité des roches.

I. — Balance de Curie-Cheneveau.

Cet appareil construit par la Société Centrale des Produits chimiques (fig. 5) est destiné aux recherches magnéto-chimiques ; il comporte un aimant permanent qui peut tourner autour d'un axe distant de 40 mm. environ du centre de l'en-

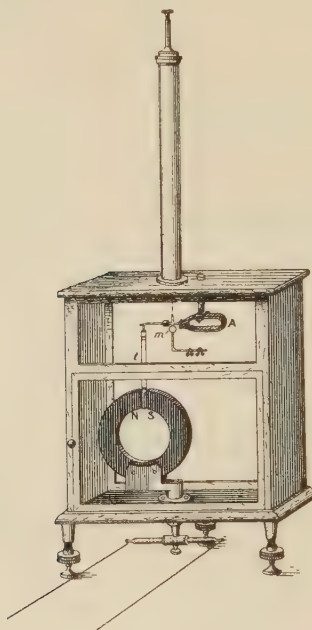


Fig. 5.

trefer ; l'échantillon est suspendu dans l'entrefer au moyen d'une balance de torsion dont le bras de levier est aussi de 40 mm., un miroir permet de lire les déplacements angulaires. Les mesures se font en déterminant le maximum et le minimum de déviation de la balance de torsion obtenus par le déplacement de l'aimant de part et d'autre de l'échantillon.

Pour adapter cet appareil à mes mesures, j'y ai apporté les modifications suivantes :

a) REMPLACEMENT DE L'AIMANT PAR UN ÉLECTRO-AIMANT. — Ce remplacement permet de modifier la sensibilité et d'opérer dans des champs variés, et, d'autre part, d'augmenter un peu les dimensions des pièces polaires.

b) DÉPLACEMENT DE L'ÉLECTRO AIMANT SUR UN CHARIOT. — Pour le type fabriqué en 1927 le déplacement de l'aimant est une rotation, autour de l'axe de la balance de torsion, commandée à distance au moyen de deux ficelles.

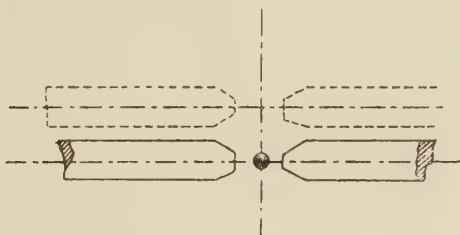


Fig. 6.

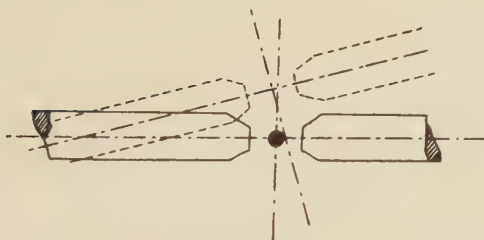


Fig. 7.

J'ai fait rétablir le système employé sur les premiers appareils, dans lesquels l'aimant se déplaçait sur un chariot commandé par une vis au pas de 8/10 mm., celle-ci étant actionnée depuis l'échelle sur laquelle on projette le spot au moyen d'une tige et d'un joint élastique. Les avantages de ce système sont les suivants :

1° Plus grande précision dans l'évaluation du maximum

de déviation, les mouvements de l'électro-aimant étant mieux contrôlés au moyen d'une vis qu'au moyen de deux ficelles.

2^o Moindre influence des défauts de centrage de l'échantillon, cela est un fait expérimental que j'ai constaté et dont l'explication est sans doute la suivante :

Dans le cas du mouvement de translation de l'électro-aimant (fig. 6) l'échantillon reste dans le plan de symétrie de ce dernier (les déplacements de la balance de torsion étant négligés) au contraire, dans le cas de la rotation (fig. 7), l'échantillon ne reste pas dans le plan de symétrie de l'électro-aimant.

c) MODIFICATION DE L'ÉQUIPAGE MOBILE. — La figure 8 représente l'équipage fourni par le constructeur. On voit nette-

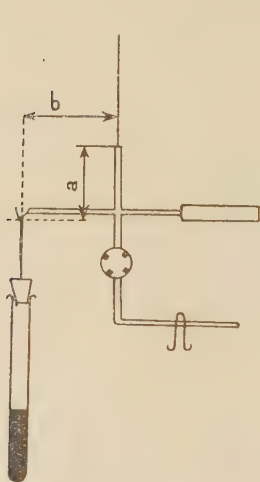


Fig. 8.

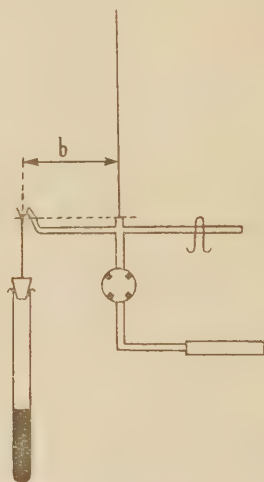


Fig. 9.

ment que si on ne réalise pas tout à fait bien l'équilibrage, le bras de levier est modifié. Si b représente la valeur normale du bras de levier et a la distance verticale entre le point d'attache du fil de suspension et le crochet auquel on suspend

l'échantillon, le bras de levier réel est égal à : $b \cos \alpha + a \sin \alpha$.

α désignant l'angle que fait l'équipage avec la position qu'il devrait avoir. On ne peut évidemment pas songer à modifier le terme $b \cos \alpha$ mais le terme $a \sin \alpha$ relativement plus important pour les petits angles peut être réduit à 0 en annulant a , c'est ce que j'ai réalisé tout en conservant la stabilité de l'équipage. La figure 9 représente la disposition adoptée.

d) ATTRACTIONS PERTURBATRICES. — J'ai constaté que certains jours l'échantillon était attiré par l'électro-aimant sans aucune raison apparente et que les résultats étaient faussés; plus rarement l'échantillon était repoussé.

J'ai vérifié qu'une différence de potentiel d'une cinquantaine de volts entre l'électro-aimant et l'échantillon pouvait expliquer ce phénomène; je me suis alors décidé à entourer l'échantillon d'un écran métallique fixe ce qui a immédiatement fait cesser ces attractions.

SUBSTANCE DE COMPARAISON. — La balance magnétique ainsi réalisée, il fallait posséder une substance de comparaison dont la susceptibilité ait été mesurée avec précision, la susceptibilité des roches étant assez élevée je n'ai pas voulu avoir recours à l'eau souvent employée. Je me suis adressé à M. Foex (18) qui avait établi un étalon secondaire de susceptibilité, le pyrophosphate de manganèse. M. Foex a bien voulu me procurer un échantillon de ce produit, son coefficient d'aimantation spécifique, qu'il a déterminé en collaboration avec Mlle A. Brunet, est égal à $103,1 \cdot 10^{-8}$ à $16^{\circ}1$ (celui de l'eau pris comme étalon étant $-0,720 \cdot 10^{-6}$). M. Foex a été assez aimable pour me procurer un échantillon de la même origine que celui sur lequel ont porté ses mesures.

II. — Balance d'induction de Hughes.

Le principe en ayant été décrit plus haut, j'indique ici seulement les caractéristiques de l'appareil que j'ai employé.

La fréquence utilisée est 500 périodes par seconde environ.

La source de courant alternatif est un oscillateur à lampe triode. Comme appareil de zéro j'ai utilisé un téléphone précédé d'un amplificateur à triodes (montage à résistances et capacités).

BOBINES PRIMAIRES. — La bobine P_1 dans laquelle on introduit l'échantillon à étudier est constituée par un solénoïde de 32 cm. de long, enroulé sur un cylindre isolant de 8 cm. 6 de diamètre extérieur; le bobinage au pas de 0 mm. 117 est constitué par un fil de 4/10 isolé par deux couches de coton.

Un tel enroulement aurait pu être constitué par plusieurs couches bobinées successivement, j'ai éliminé cette solution qui aurait conduit à une trop grande capacité répartie. Le bobinage utilisé a été bobiné sur un tour réglé pour obtenir directement le pas moyen désiré, l'enroulement à plusieurs couches obtenu de cette manière est suffisamment régulier et sa capacité répartie n'est pas gênante.

L'autre bobinage primaire P_2 destiné à annuler l'induction mutuelle entre les circuits primaire et secondaire a été enroulé au même pas que P_1 sur un cylindre analogue, mais d'un diamètre de 6 cm. 4 la longueur du bobinage étant 13 cm.

Enfin diverses galettes plates (400 tours de fil de 4/10) de 8 cm. de diamètre sont destinées à entretenir les oscillations et à parfaire le réglage du zéro.

BOBINES SECONDAIRES. — Le solénoïde S_1 concentrique à P_1 a une longueur de 18 cm. avec prise intermédiaire à 12 cm.; il est bobiné sur un cylindre de 6 cm. 4 de diamètre. Le

solénoïde S_2 couplé avec P_2 est bobiné comme S_1 mais sur un tube de 8 cm. 6 de diamètre, sa longueur est 25 cm.

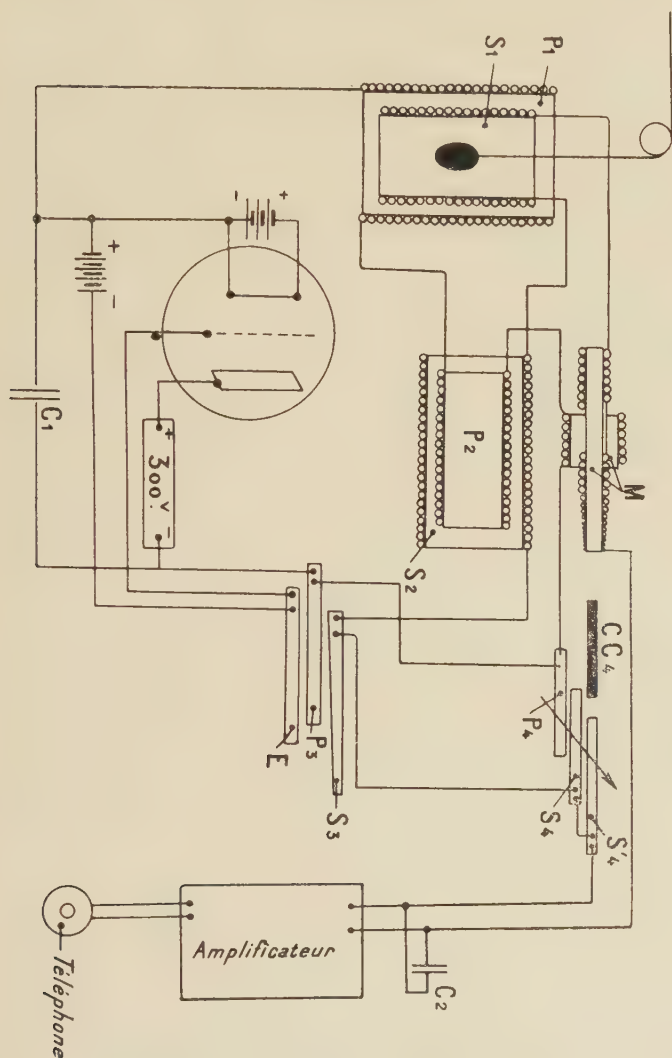


Fig. 10.

DISPOSITION D'ENSEMBLE. — La figure 10 représente la disposition générale des circuits. On y voit les bobines P_1 , P_2 , S_1 , S_2 déjà décrites. Les bobines P_3 et E servent à entretenir les oscillations des lampes triodes.

La bobine S_3 est destinée à régler convenablement la phase de la force électromotrice dans le circuit secondaire. Les bobines P_4 , S_4 , S'_4 , CC_4 servent à parfaire le réglage du zéro, la bobine S'_4 servant de vernier à S_4 et la bobine en court-circuit CC_4 servant à annuler dans le secondaire la force électromotrice en phase avec le courant primaire, ce qui est nécessaire pour obtenir un son nul au téléphone. Le condensateur C_1 détermine la fréquence du courant alternatif. Le condensateur C_2 accorde le circuit secondaire sur la fréquence utilisée de façon à augmenter la sensibilité de l'appareil, ce qui constitue de plus un premier filtre destiné à absorber les harmoniques.

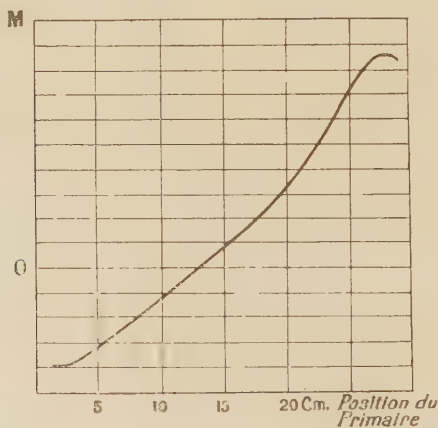


Fig. 11.

INDUCTION MUTUELLE RÉGLABLE M . — Pour mesurer le coefficient d'aimantation d'un échantillon il faut compenser la variation d'induction mutuelle provoquée par la présence de

l'échantillon, par la variation connue d'une autre induction mutuelle étalonnée au préalable.

La bobine utilisée à cet effet a été construite de façon à avoir une large gamme de sensibilité.

La loi de variation de l'induction mutuelle en fonction du déplacement relatif du primaire par rapport au secondaire est représentée figure 11.

OSCILLATEUR. — La tension plaque est fournie par une batterie de 300 volts ; des piles sèches permettent de porter la grille à la tension négative nécessaire.

Le courant alternatif débité atteint 140 milliampères ce qui représente un champ alternatif efficace de 14 gauss au centre de P_1 soit un champ maximum de 20 gauss. Le courant continu de 20 milliampères qui se superpose au courant alternatif produit un champ constant de 2 gauss au centre de P_1 .

AMPLIFICATEUR. — C'est un amplificateur à résistances à 5 étages ; deux des circuits-plaques étant shuntés chacun par un circuit accordé destiné à absorber les harmoniques. Les 5 étages sont utiles par suite de l'affaiblissement produit par les circuits accordés et de la faible sensibilité du téléphone utilisé.

J'avais d'abord employé un amplificateur à transformateurs nécessitant un moins grand nombre d'étages, mais j'ai dû y renoncer par suite du couplage direct entre les transformateurs, les circuits accordés et les bobines de la balance de Hughes.

MODE OPÉRATOIRE. — Après avoir mis en marche l'oscillateur et l'amplificateur on règle la mutuelle M à une valeur bien déterminée prise pour zéro sur la courbe d'étalonnage ; on amène alors le téléphone au silence grâce aux bobines S'_4 et C_4 . On introduit l'échantillon au centre des solénoïdes P_1 et S_1 , ce qui détruit l'équilibre de la balance, on fait alors

varier l'induction mutuelle réglable M de façon à rétablir le silence du téléphone. Cette variation d'induction mutuelle ΔM étant proportionnelle au produit de la susceptibilité spécifique et de la masse de l'échantillon on a : $\chi = C \times \frac{\Delta M}{m}$
 C étant une constante de l'appareil qui est égale à $\frac{1}{987.000}$.

Si l'on désire calculer la susceptibilité il est nécessaire de mesurer le volume de l'échantillon.

SENSIBILITÉ DE L'APPAREIL. — Lorsque le zéro est bien réglé on peut apprécier facilement une variation d'induction mutuelle telle que $\chi m = 500.10^{-6}$ ce qui, pour un échantillon de 100 g., correspond à un coefficient d'aimantation de 5.10^{-6} .

INFLUENCE DE LA LONGUEUR DE L'ÉCHANTILLON. — En réalité un échantillon n'est pas réduit à un point situé au centre des solénoïdes. Pour évaluer l'erreur due à ce fait, j'ai calculé la valeur du champ à une distance de 2 cm. 5 du centre, ce qui correspond au cas d'un échantillon de 5 cm. de longueur.

Pour le secondaire de 18 cm. de long, la différence entre le champ au centre, et le champ à 2 cm. 5 du centre est seulement 1 o/o.

Pour le secondaire de 12 cm. de long, la différence est 6 o/o.

Pour le primaire elle est 0,3 o/o.

L'erreur réelle est plus faible d'abord parce que les échantillons sont souvent plus courts que 5 cm. ensuite parce que la majeure partie de l'échantillon se trouve près du centre.

INFLUENCE DES COURANTS INDUITS. — La question qui se pose peut être généralisée de la façon suivante :

Une roche est placée dans un champ magnétique, uni-

forme, alternatif de pulsation ω . Quel est en grandeur et en phase le moment magnétique pris par l'unité de masse de cette roche? De quelle quantité diffère-t-il de la quantité $\chi\mathcal{H}$ que l'on croit mesurer?

Je traite la question sous cette forme, page 72. Au point de vue des mesures à la balance d'induction de Hughes à la fréquence de 500 périodes par seconde, les résultats sont les suivants :

1^o Dans la plupart des cas les courants induits sont trop faibles pour que leur influence soit perceptible.

2^o Lorsque l'influence des courants induits n'est plus négligeable on en est prévenu par l'impossibilité de rétablir le silence du téléphone par la manœuvre de M. Dans ce cas, on observe en général un minimum de son pour une certaine valeur de M qui correspond à très peu près à la quantité χm à mesurer.

En fait je n'ai jamais été sérieusement gêné par les courants induits.

PERFECTIONNEMENTS POSSIBLES. — Pour la construction d'un nouvel appareil, il y aurait lieu d'éviter les effets de capacité entre primaire et secondaire de façon à réduire au minimum les forces électromotrices en phase avec le courant, cette précaution éviterait probablement l'usage de bobinage en court-circuit ainsi que l'influence des harmoniques.

De plus on pourrait songer à augmenter la sensibilité par une meilleure utilisation des solénoïdes qui auraient au plus la longueur des échantillons. Mais alors on perdrait l'avantage de pouvoir utiliser des matériaux de forme quelconque, et l'hétérogénéité des échantillons aurait une influence. La seule façon d'augmenter la sensibilité sans être conduit à tenir compte de la forme des échantillons consiste à éviter les variations accidentelles des inductions mutuelles.

MESURES EN FRÉQUENCE VARIÉES. — Pour utiliser d'autres fréquences il suffit de remplacer le téléphone par un appareil sensible à la fréquence utilisée.

Fréquences industrielles. — On peut utiliser un galvanomètre d'Abraham, mais il faut se défier du secteur comme source de courant alternatif parce que l'on y manœuvre continuellement des interrupteurs ce qui provoque des perturbations qui peuvent agir sur le zéro du galvanomètre.

De plus la fréquence peut ne pas rester constante ce qui peut produire aussi des déplacements de zéro.

Fréquences élevées. — L'appareil de zéro à employer est soit le téléphone associé à un hétérodyné ou à un ticker, soit le voltmètre amplificateur Abraham et Bloch.

De plus il y a lieu de se préserver sérieusement des couplages parasites par des cages de Faraday placées autour des appareils. Plus la fréquence sera élevée, plus l'influence des courants induits sera considérable.

Un appareil analogue au mien pourrait ainsi servir à déterminer les propriétés magnétiques des minéraux et des roches aux hautes fréquences.

MESURES DANS LES CHAMPS MAGNÉTIQUES FAIBLES. — La sensibilité de cette méthode est, toutes choses égales par ailleurs, proportionnelle au champ magnétique utilisé, il est donc tout indiqué de l'employer pour effectuer des mesures dans les champs magnétiques faibles. J'ai toujours utilisé un champ de 15 gauss, mais pour les échantillons notablement magnétiques il n'y aurait aucune difficulté à utiliser des champs égaux et même inférieurs à 1 gauss.

CHAPITRE IV. — GÉNÉRALITÉS SUR LES PROPRIÉTÉS MAGNÉTIQUES DES ROCHES

Les roches étant constituées par des assemblages de minéraux, on peut chercher à déterminer d'abord la susceptibilité

des minéraux constitutants et en déduire celle de la roche. Pour cela il faut distinguer deux cas :

Dans le premier, chacun des minéraux est assez peu magnétique pour que le champ démagnétisant soit négligeable, dans le second certains minéraux sont très magnétiques.

Dans le premier cas si chacune des espèces minérales est représentée par une masse m de coefficient d'aimantation χ il est évident que le coefficient d'aimantation de la roche est donné par :

$$\chi = \frac{\sum \chi m}{\sum m}.$$

Passons au second cas où l'on a affaire à quelques minéraux très magnétiques noyés dans un ensemble de minéraux de faible susceptibilité. Il faut, alors, calculer la susceptibilité apparente des minéraux magnétiques dans les conditions où ils se présentent dans la roche. C'est peut-être l'oubli de cette remarque qui a fait penser que la susceptibilité des roches est faible par rapport à leur teneur en magnétite.

On sait qu'une sphère de susceptibilité k placée dans un champ magnétique uniforme $\mathcal{H}$ prend une aimantation uniforme :

$$\mathfrak{J} = \frac{k}{1 + \frac{4}{3} \pi k} \mathcal{H}.$$

On peut définir une susceptibilité apparente $k' = \frac{k}{1 + \frac{4}{3} \pi k}$

telle que $\mathfrak{J} = k' \mathcal{H}$.

pour $k = 10$ on a $k' = 0,233$,

pour k infini on a $k' = 0,239$.

Dans quelle mesure faut-il tenir compte de l'action mutuelle de grains sphériques magnétiques? Ollivier ⁽¹⁾ indique que l'influence de deux sphères d'acier est négligeable lorsque leur distance dépasse leur diamètre, ceci est largement réalisé dans les roches usuelles.

On peut calculer encore simplement l'aimantation d'un ellipsoïde de révolution très allongé ⁽²⁾.

La susceptibilité apparente est alors :

$$k' = \frac{k}{1 + 2\pi k} \text{ suivant le petit axe.}$$

$$k' = \frac{k}{1 + 4\pi \frac{b^2}{a^2} \log_e \left(\frac{2a}{b} - 1 \right)} \text{ suivant l'axe de révolution.}$$

$$\text{Dans le cas où } \frac{b}{a} = 10 \text{ cela fait : } k' = \frac{k}{1 + 0,38 k}.$$

Numériquement suivant le petit axe :

$$k' = 0,156 \text{ pour } k = 10,$$

$$k' = 0,159 \text{ pour } k = \text{infini.}$$

Numériquement suivant l'axe de révolution :

$$k' = 2,08 \text{ pour } k = 10,$$

$$k' = 2,63 \text{ pour } k = \text{infini.}$$

Une quantité intéressante est la susceptibilité moyenne définie comme dans le cas des minéraux paramagnétiques, égale à la moyenne des susceptibilités suivant les directions principales.

Cette susceptibilité moyenne dans le cas $\frac{b}{a} = 10$ est :

$$k' = 0,797 \text{ pour } k = 10,$$

$$k' = 0,983 \text{ pour } k = \text{infini.}$$

(1) OLLIVIER. *Cours de Physique Générale*. Paris, Hermann, 1921, t. I, p. 262.

(2) Voir par exemple MASCART. *Magnétisme terrestre*. Paris, G. V., 1900.

Pour terminer considérons le cas où le minéral magnétique se trouve sous forme de pellicules très minces, c'est peut-être le cas de la magnétite dans les micas tachetés. Dans ce cas le facteur de champ démagnétisant est 4π perpendiculairement à ces pellicules et l'on a une susceptibilité apparente :

$$k' = \frac{k}{1 + 4\pi k}.$$

Dans le plan des pellicules le champ démagnétisant est sensiblement nul.

Si l'on fait $k = 5$ on a $k' = 0,08$ et $\frac{k}{k'} = 62$.

Les mesures de Wilson (10), qui figurent tableau 3, page 38, sur des micas tachetés confirment ces résultats.

En pratique les minéraux ne présentent pas des formes si facilement accessibles au calcul, mais l'ordre de grandeur des résultats reste valable.

En particulier pour des grains de magnétite naturelle dilués dans du sable le coefficient d'aimantation apparent observé est de l'ordre de 50.000×10^{-6} , la densité de la magnétite étant 5 cela fait une susceptibilité de 0,25 dont l'ordre de grandeur était facile à prévoir (dans le cas de la sphère on aurait eu en effet 0,23).

Une fois que l'on a ainsi évalué la susceptibilité apparente à attribuer à chaque espèce minérale on peut appliquer la

$$\text{formule : } \chi_{\text{app.}} = \frac{\Sigma \chi_{\text{app.}} m}{\Sigma m}.$$

CHAPITRE V. — PROPRIÉTÉS MAGNÉTIQUES DES MINÉRAUX DES ROCHES

Bien qu'ils constituent des minéraux accessoires, je commencerai par l'étude des oxydes de fer qui jouent un rôle de premier plan dans le magnétisme des roches.

I. — Notions classiques sur les oxydes de fer.

D'un ouvrage de Chimie ⁽¹⁾ on peut tirer les renseignements suivants :

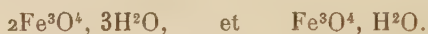
PEROXYDE DE FER. — N'est pas magnétique.

OXYDE SALIN. — Première variété obtenue à haute température : est magnétique, ne s'oxyde pas par calcination à l'air, sa densité est de 5 à 5,09.

Deuxième variété obtenue au-dessous de 600° C. : s'oxyde par calcination à l'air, est très magnétique, sa densité est de 4,86. On la transforme en la première variété par chauffage au rouge blanc dans l'azote.

OXYDE DES BATTITURES. — Est magnétique, sa composition est variable il contient plus de protoxyde que l'oxyde salin ordinaire.

HYDRATES D'OXYDE SALIN. — Deux hydrates sont magnétiques :



Ces hydrates perdent leur eau quand on les chauffe, ne s'oxydent pas à l'air et donnent avec les acides des composés définis.

On connaît d'autres hydrates d'oxyde salin, mais à l'inverse des précédents, ils donnent avec les acides, des mélanges de sels ferreux et de sels ferriques.

SESQUIOXYDE DE FER. — En général il n'est pas magnétique cependant Smith ⁽²⁾ signale que les oxydes ferriques des

⁽¹⁾ H. MOISSAN. *Traité de Chimie minérale*, éd. Masson. Paris, 1905.

⁽²⁾ SMITH. *Ann. de Ch. Ph.* (3), 10, p. 120, 1844.

météorites sont magnétiques ; mais si l'on fait disparaître les traces de nickel et de cobalt qu'ils contiennent ils perdent leur magnétisme. De même si l'on ajoute à du chlorure ferrique des traces de nickel ou de cobalt, que l'on précipite et que l'on calcine on obtient un oxyde magnétique.

Enfin Malagutti ⁽¹⁾ a signalé que l'on obtient un oxyde ferrique magnétique par calcination à l'air d'un sel de fer à acide organique, de carbonate de fer, de rouille, etc... Depuis, d'autres auteurs ont obtenu, toujours en opérant à basse température, des oxydes ferriques magnétiques. Dans tous les cas cet oxyde se transforme d'une façon irréversible en une variété non magnétique en chauffant à une température, parfois très basse, mais ne dépassant jamais 800° C.

II. — Propriétés magnétiques de la magnétite.

P. Weiss (31) a montré que la magnétite n'était pas isotrope au point de vue magnétique, cependant les variations de susceptibilité observées ne sont pas à retenir en ce qui intéresse les propriétés magnétiques des roches.

On possède des cycles d'hystérésis relatifs à certains échantillons de magnétite. Sur les courbes obtenues par Weiss on peut relever une susceptibilité de 10 environ pour des champs de 10 à 20 gauss, une aimantation rémanente de 70 C. G. S. et un champ coercitif de 5 gauss.

D'après les mesures de Turcev (27) faites avec un perméamètre de Hopkinson la perméabilité est 30 seulement, ce qui correspond à une susceptibilité de 2,5, l'aimantation rémanente est 60 C. G. S. et le champ coercitif 30 gauss.

III. — Propriétés magnétiques de la pyrrhotine.

Les propriétés magnétiques, si particulières de ce minéral, ont été mises en évidence par P. Weiss (30) on les trouve

(1) MALAGUTTI. *Ann. de Ch. Ph.* (3), 69, p. 214, 1863.

exposées également dans un ouvrage de Weiss et Foex (32).

Il y a trois directions rectangulaires à considérer :

La première suivant laquelle on observe le paramagnétisme, la susceptibilité étant $5,7 \times 10^{-6}$.

La seconde suivant laquelle la susceptibilité dans les champs faibles est $6\,600 \cdot 10^{-6}$ environ pour laquelle l'aimantation à saturation est 50 U. E. M. C. G. S.

La troisième suivant laquelle l'aimantation à saturation 50 est atteinte dans un champ fini, égal probablement au champ démagnétisant. Le champ coercitif est 15 gauss environ.

Le point de Curie est 320°C .

La susceptibilité apparente moyenne d'une sphère de pyrrhotine calculée en adoptant un facteur de champ démagnétisant égal à $\frac{4}{3}\pi$ est $k = 79\,000 \cdot 10^{-6}$.

IV. — Renseignements récents sur les propriétés magnétiques des ferrites et des oxydes de fer.

HUGGETT (24, 25) par l'analyse thermomagnétique a obtenu les résultats suivants :

La magnétite naturelle a les mêmes propriétés que la magnétite artificielle obtenue à haute température ($1\,100^{\circ}\text{C}$).

La magnétite obtenue à basse température présente des phénomènes d'aimantation à chaud beaucoup plus marqués.

Les minerais naturels et l'ilménite lorsqu'ils sont ferromagnétiques le doivent à des traces de magnétite que l'auteur a pu déceler grâce à son point de Curie.

CHEVALLIER (14-15) a obtenu un oxyde de Malagutti analogue à celui signalé par Abraham et Planiol (1).

Cet oxyde a des propriétés magnétiques analogues à celles de la magnétite initiale, mais son aimantation rémanente est deux fois plus forte.

(1) ABRAHAM et PLANIOL. Propriétés du sesquioxyde de fer magnétique. *C. R.*, t. CLXXX, p. 1328, 1925.

Son coefficient d'aimantation serait de 0,02 dans un champ de 174 gauss; son aimantation rémanente de 0,6. Cet oxyde serait le constituant magnétique d'agglomérés Chaldéens étudiés par Chevallier.

Chevallier a découvert un autre oxyde ferrique ferromagnétique préparé par précipitation, et qui perd son magnétisme d'une façon irréversible à 100° C.

FORESTIER (19-20). — L'auteur a étudié diverses ferrites, ses résultats peuvent se résumer ainsi :

Ferrite de	Point de Curie	Coefficient d'aimantation	Aimantation rémanente
Cuivre	455°	0,102	0,51
Nickel	590°	0,078	1,43
Fer (magnétite) . . .		0,080	
Calcium		0,0425	0
Cadmium		0,0232	0
Baryum	445°	0,0099	0,11
Strontium	480°	0,008	0,09
Plomb	335°	0,0012	0
Zinc		0,00016	

La ferrite de baryum chauffée à 800° perd son magnétisme d'une façon définitive. La ferrite de strontium le perd pour un chauffage à 600° C.

BLANC (13) a étudié l'oxyde magnétique de chrome, qu'il n'a pas pu isoler, mais dont la formule serait Cr^{5+}O^3 . Son point de Curie est 120° C, son coefficient d'aimantation dans un champ de 200 gauss est 0,06 alors que pour la magnétite l'auteur trouve 0,054. Les mesures ont été effectuées sur des oxydes non agglomérés, dans ces conditions elles semblent porter sur une quantité imparfaitement définie, que j'appellerai susceptibilité apparente (voir page 27).

Mlle S. WEIL (28) a constaté que l'on pouvait obtenir des ferrites ferromagnétiques non seulement en chauffant à 400° comme Forestier, mais à 120° seulement à condition d'opérer en tube scellé.

V. — Résultats de diverses mesures de susceptibilité des minéraux.

Les résultats de mes mesures et de celles d'autres auteurs figurent tableaux 2 et 3, pages 35 et 37.

Les résultats obtenus par Crane (16) ont dû être classés à part parce qu'ils différaient trop des autres. Ses résultats sont en général plus élevés, il est probable que les échantillons étudiés étaient riches en inclusions magnétiques.

Dans ce tableau on peut remarquer les micas tachetés étudiés par Wilson (10), ils présentent une susceptibilité plus grande suivant le plan de clivage que perpendiculairement à ce plan; j'ai donné l'explication de ce phénomène page 29.

On remarque de plus que les minéraux ferromagnésiens sont seuls notablement magnétiques. Mais leur coefficient d'aimantation dépasse rarement 100×10^{-6} . Un tel coefficient d'aimantation qui semble pourtant faible, peut être mis en évidence avec un électro-aimant fournissant un champ de 10.000 Gauss, l'attraction magnétique est directement observable.

TABLEAUX II ET III. SIGNES CONVENTIONNELS

Les auteurs des mesures de susceptibilité sont désignés au moyen des initiales suivantes :

A. Ambronn (56) ;

H.-W. Herroun et Wilson (23) ;

R.-H. Rothé et A. Hée (37) ;

W. Wilson (10) ;

F. Finke (21) ;

V.-K. Voigt et Kinoshita (29) ;

R.-W. Rucker et White (41) ;

S. Stutzer (32 bis) ;

G. L'auteur de ce travail, mesures faites avec la balance de Curie-Cheneveau modifiée.

(H)G L'auteur de ce travail, mesures faites avec la balance d'induction de Hughes.

Nota. Pour la magnétite et les échantillons très magnétiques que j'ai étudiés au moyen de la balance de Curie-Cheneveau, il s'agit toujours d'échantillons broyés et dilués dans du sable.

TABLEAU II

Susceptibilité des minerais et composés du fer.

Nature de l'échantillon	Coefficient d'aimantation $\% \cdot 10^6$	Susceptibilité $\% \cdot 10^6$	Remarques
Chromite	244		S
Fer chromé $d = 3,88$		79	HW
— $d = 4,15$		79	HW
Fer spéculaire $d = 4,89$. . .		205	HW
— $d = 4,75$		107	HW
— $d = 4,90$		517	HW
Ferrite de cuivre	102.000		Point de Curie 455°. Forestier (19)
— de fer (magnétite) . . .	80.000		Point de Curie 570°. Forestier (19)
— de nickel	78.000		Point de Curie 590°. Forestier (19)
— de manganèse	54.000		Point de Curie 315°. Forestier (19)
— de calcium	42.000		Forestier (19)
— de baryum	9.900		Point de Curie 455°. Forestier (19)
— de plomb	1.200		Point de Curie 335°. Forestier (19)
— de zinc	160		Forestier (19)
Franklinite $d = 5$		455	HW
Franklinite.	35.640		S
Goetite	360		G
Hématite brune $d = 3,70$. .		31,6	HW
Hématite rouge $d = 4,80$. .		25	HW
Hématite rouge $d = 4,91$. .		36,8	HW
Ilménite.	30.740		S
Ilménite, Kragero (Col. Dufet).	146	640	G
Limonite concrétionnée (Héma- tite noire)	27		G

Nature de l'échantillon	Coefficient d'aimantation $\gamma \cdot 10^6$	Susceptibilité $k \cdot 10^6$	Remarques
Limonite ocreuse compacte, Siège (Col. Dufet).	33		G
Limonite concrétionnée (héma- tite noire), Siège (Col. Dufet).	35		G
Limonite stalactique, Orbé (Col. Dufet).	32		G
Limonite pisolithique, Lépinasse, Cher (Col. Dufet).	82		G
Limonite oolitique, Vandenise, Nièvre (Col. Dufet).	160		G
Limonite	220		S
Magnétite	97 350		S
Magnétite dodécaèdre striée, Piémont (Col. Dufet).	75.000		(H)G
Magnétite massive $d = 4,85$		300 000	HW
Magnétite cristallisée $d = 5,06$		615.000	HW
Magnétite de Suède (Muséum).	60 000		G
Martite-Ouropreto, Brésil (Col. Dufet).	1.000	4.600	G
Oligiste lamellaire, Brésil (Mu- séum).	316		G
Oligiste écailleux et compact Servance, H ^{te} -Saône (Col. Dufet).	46		(H)G
Oligiste fibreux, Siège (Col. Dufet).	51		(H)G
Oligiste mameloné, Andréas- berg (Col. Dufet).	33		(H)G
Oligiste rhomboédrique, Rio, Ile d'Elbe (Col. Dufet).	1 140		(H)G
Oligiste, Comté de la Mark (Col. Dufet).	9		(H)G
Oligiste écailleux (Col. Dufet).	41		(H)G
Oxyde ferrique ferromagnéti- que de Abraham et Planiol (11).	59.000		G
Pyrite, Rio, Ile d'Elbe	4		S
Pyrolusite	128		S
Pyrrhotine	7.018		S
Pyrrhotine		79.000	Valeur moyenne calculée p. 32.
Sidérose.	332		S

TABLEAU III

Susceptibilité de minéraux divers.

Nature de l'échantillon	Coefficient d'aimantation $\chi \cdot 10^6$	Susceptibilité $k \cdot 10^6$	Remarques
Acerdèse fibro lamellaire (Col. Dufet)	31	130	(H)G
Adulaire	— 2,4		F
Apatite, Tyrol	— 0,26		VK
Akérite	24		S
Aragonite, Bohême	— 0,41		VK
Arsénopyrite	237		S
Augite.	21		F
Augite.	133		S
Augite.	950		(H)G
Azurite	40		S
Barytine	0		A
Berylle.	0,68		VK
Blende.	0,26		VK
	5,8		A
Blende	3,2	S (Valeur minim.) S (Valeur max.) S (Moyenne sur 17 échantillons)	
	519		
	65		
Calcite	— 0,38	— 0,34 1,19 1,43	VK
Calcite	0		A
Cassitérite	88		A
Corindon fusiforme, Sibérie (Col. Dufet)	80		G
Corindon cristallisé			HW
Saphire bleu $d = 3,68$			HW
Saphire siam $d = 3,99$			HW
Antigorite.	10,5		G
Prochlorite région d'Ambatafi- nandrahana, Madagascar (Or- cel, thèse, p. 125)	7,7		G
Clinozoïsite, Volonnandrongo, Madagascar (éch. du Muséum)	inférieur à 10		H(G)
Rupidolite-Montée du col de la Croix, Isère (Orcel, thèse, p. 155)	41		H(G)
Dolomie	0,91	13	S
Dolomie $d = 2,90$	0,92		VK
Dolomie	1		A
Epidote $d = 3,36$	24		F
Gahanite $d = 3,65$			HW
Galène	0		A
Galène $d = 7,5$	— 0,35		VK

Nature de l'échantillon	Coefficient d'aimantation $\chi \cdot 10^6$	Susceptibilité $k \cdot 10^6$	Remarques
Giobertite	6		A
Grenat almandin pyrope, Madagascar (Muséum).	33		G
Grenat almandin dodécaèdre	57		G
Grenat almandin, Groeland (Col. Dufet)	35		G
Grossulaire	12		G
Gypse sacaroïde, Carrière Lambert-Cormeilles (Seine-et-Oise).	5		G
Hornblende	122		S
Hornblende	19		F
Malachite	34		A
Mélanite, Pitkaranda (Col. Dufet)	36		(H)G
Biotite	38		G
Mica très tacheté, Madras, parallèlement au clivage.		11.300	W
Mica très tacheté, Madras, perpendiculairement au clivage.		495	W
Mica tacheté, Bengal, parallèlement au clivage.		14.700	W
Mica tacheté, Bengal, perpendiculairement au clivage.		287	W
Mica vert clair, Madras, parallèlement au clivage		34,3	W
Mica vert clair, Madras, perpendiculairement au clivage		29,9	W
Moyenne sur 20 échantillons, parallèlement au clivage		1.690	D'après les mesures de Wilson (10)
Moyenne sur 20 échantillons, perpendiculairement au clivage		71	d°
Pléonastase $d = 3,80$		24,3	HW
Psilomélane	268		A
Quartz	-0,46		VK
Rutile $d = 4,24$	1,08		VK
Sel gemme	-0,38		VK
Sel gemme sanoisien partie blanche	-0,8		RH
Sel gemme sanoisien partie grise	+0,4		RH
Serpentine	1.274		A
Serpentine	12		S
Sperkisse radiée, altérée en limonite	14	63	G
Topase, Japon	-0,42		VK
Tourmaline opaque bleu foncé.		97	W
Tourmaline, Brésil	0,995		VK
Tourmaline noire	13	39	(H)G

Nature de l'échantillon	Coefficient d'aimantation $\chi \cdot 10^6$	Susceptibilité $k \cdot 10^6$	Remarques
Tourmaline noire, autre échantillon	18	53	(H)G
Wolfram	241		A
Wolfram	35		(H)G
Zircon	1,01		VK

Extrait des résultats de Crane (2)

Acier	91.000		
Magnétite, Port Henry, Essex Co. N. Y.	37.000		
Franklinite, Franklin furnace, Sussex Co. N. J.	33.000		
Ilménite, Edge Hill, Montgomery Co. Pa.	22.800		
Pyrrhotine, Stabic mine Sudbury, Ontario	6.230		
Zircon, Norway green river.	2.330		
Zircon, Hendersonville, Henderson Co. Nc.	334		
Zircon, Egensville, Renfrew Co. Ontario	151		
Siderose Roxbury, Litchfield Co. Conn.	1.860		
Pyrite, Ile d'Elbe	159		
Pyrite, Rio tinto	119		
Pyrite, Rio tinto, autre échantillon	56		
Calamine, Friedensville, Lehigh Co. Pa.	470		
Dolomite, Cumberland	455		
Dolomite, Westchester Co. N. Y.	120		
Quartz, Maine	440		
Quartz, Ile Kerguelen, Islande.	430		
Quartz, Chester Co. Pa.	175		
Arsenopyrite, Acton York Co. Me	135		
Chalcopyrite, S. Australia	127		
Calcite, Japlin Mo.	32		
Graphite	-12,5		
Bismuth	-1,25		

CHAPITRE VI. — PROPRIÉTÉS MAGNÉTIQUES DES ROCHES

I. — Coefficient d'aimantation.

Le coefficient d'aimantation des roches dépend du champ dans lequel on effectue les mesures, on ne doit donc comparer entre eux que les coefficients d'aimantation mesurés dans le même champ magnétique.

Cependant quelques expériences comparatives m'ont montré que, dans les conditions de mes expériences, les résultats obtenus par l'emploi de la balance magnétique ne différaient pas sensiblement de ceux fournis par les mesures effectuées au moyen de la balance d'induction de Hughes.

Les résultats figurent tableau IV (page 41).

Les échantillons sont répartis en différents groupes suivant leur nature (granites, gabbros, etc.). Dans chaque groupe, j'ai classé les échantillons par ordre de coefficient d'aimantation croissant, en séparant toutefois les mesures effectuées par les divers auteurs.

A la fin de ce tableau on trouvera quelques valeurs moyennes du coefficient d'aimantation, étant donné la grande amplitude de la variation de la susceptibilité, dans une même famille de roches, il faut considérer ces valeurs moyennes comme des indications d'ordre de grandeur et non pas comme des nombres caractérisant chaque groupe de roches.

Pour établir ces moyennes j'ai écarté toutes les roches dont la susceptibilité spécifique est supérieure à $10\,000 \times 10^{-6}$ parce que ces valeurs sont trop exceptionnelles pour qu'il soit logique d'en tenir compte pour établir des moyennes.

a) ROCHES ÉRUPTIVES. — Le tableau IV fournit les renseignements suivants :

TABLEAU IV

Signes conventionnels.

Les auteurs des mesures de susceptibilité sont désignés au moyen des initiales suivantes :

- A. Ambronn (56).
 HW. Herroun & Wilson (23).
 RH. E. Rothé & A. Hée (37).
 W. Wilson (10).
 F. Finke (21).
 VK. Voigt & Kinoshita (29).
 R. Rucker (6).
 RW. Rucker & et Wite (41).
 G. L'auteur de ce travail, mesures faites avec la balance de Curie-Cheneveau modifiée.
 (H)G. L'auteur de ce travail, mesures faites avec la balance d'induction de Hughes.

Susceptibilité magnétique des roches.

Echantillons	Coefficient d'aimantation $\chi \cdot 10^6$	Susceptibilité $k \cdot 10^6$	Pourcentage de magnétite vu dans une coupe mince Ma $\frac{\chi \cdot 10^6}{\text{Ma}}$	Auteur de la mesure
Granites.				
1. Granite monzonitique à biotite. Lac des Settons, Morvan . . .	8		0	G
2. Granite monzonitique à biotite. Lac des Settons, Morvan, autre échantillon . . .	9		0	(H)G
3. Granite alcalin à muscovite et grenat. Sam-Son près Thanh- Hoa, Annam . . .	24		0	G
4. Granite à aegyrine. Mt Ambohi- trozy, Madagascar . . .	27		0	G
5. Grorudite. Ampasibitika, Mada- gascar . . .	35		0,5	G
6. Granite à riébeckite (lindinosite). Bois de Lindinosa, Corse . . .	42		2	G
7. Granite monzonitique à biotite et muscovite. Ambalavao, Ma- dagascar . . .	390			G
8. Granite à biotite et hornblende. Nosizato, Madagascar . . .	2,650		3	880 G

Echantillons	Coefficient d'aimantation	Susceptibilité	Pourcentage de magnétite vu dans une coupe mince	Auteur de la mesure
	$\chi \cdot 10^6$	$k \cdot 10^6$	Ma	$\frac{\chi \cdot 10^6}{Ma}$
9. Granite à biotite et hornblende. Nosizato, Madagascar, autre échantillon	2.800		3	930 (H)G
10. Jerseyte. Fort Régent, Jersey	60		0.5	G
11. Granite (variété grise). Carrière du M ^t Sorrel, Leicestershire.	247	650		W
12. Granite (variété grise). Carrière du M ^t Sorrel, Leicestershire, autre mesure	228	600		W
13. Granite (variété grise). Carrière du M ^t Sorrel, Leicestershire, autre échantillon	490	1.300		W
14. Granite (variété grise). Carrière du M ^t Sorrel, Leicestershire, autre échantillon	495			W
15. Granite (variété rose). Carrière du M ^t Sorrel, Leicestershire	169			W
Microgranites, Rhyolites, Dacites.				
16. Microgranite. Dielette, Manche.	16		0	G
17. Rhyolite micacée. Les Blandins, Morvan.	5		0	G
18. Rhyolite. Vallée de la Houssière.	6		0	G
19. Rhyolite. Roche Maçon	8		0	G
20. Pantellérite. Pantelléria	30		1	G
21. Obsidienne. Ampanobé, Mada- gascar	36		1,5	G
22. Rhyolite. Entre Tobani et l'Onadi Charigue, Yemen	50		0,2	G
23. Obsidienne. Ampanobé, Mada- gascar	230		0,5	460 G
24. Rhyolite alcaline. Chao Keou- t'oun, Chine	300		1	300 G
25. Dacite. La Vierge d'Anost, Mor- van	150		0,37	G
26. Dacite. La Vierge d'Anost, Mor- van, autre échantillon	145			G
Syénites, Monzonites.				
27. Syénite à sillimanite et corin- don. Béforona, Madagascar	5		1,5	(H)G
28. Vaugnérite. Route de Brindas au Pont de Vaugneray, Lyonnais	12		0	(H)G

Echantillons	Coefficient d'aimantation $\chi \cdot 10^6$	Susceptibilité $k \cdot 10^6$	Pourcentage de magnétite vu dans une coupe mince Ma	$\frac{\chi \cdot 10^6}{\text{Ma}}$	Auteur de la mesure
29. Akérite à biotite et hornblende. Ambaliha, Madagascar	16		0		(H)G
30. Tönsbergite. Fagerheimasasen. Ile Nötterrö, Norvège	23		0,5		(H)G
31. Syénite quartzifère à ægyrine. Baie N. cap Dauphin, Kergue- len	40,5		0		(H)G
32. Umpékite passage à laurvikite. Pan de Asucar, Uruguay	92		1,5		(H)G
33. Laurvikite. Kjørttinghøimen, Langsundsford, Norvège	105		0,15		(H)G
34. Syénite potassique à pyroxène Versant N. du massif d'Ivo- hibé, Madagascar	127		1		(H)G
35. Finandranite. Bédihi, Mada- gascar	154		1		(H)G
36. Syénite quartzifère à amphibole. Sommet du Koussi, Afrique	227		2		(H)G
37. Syénite à ægyrine. Kinta, Bou- dounkou, Côte d'Ivoire	725		1,5	480	(H)G
38. Syénite à ægyrine. Kinta Bou- dounkou, Côte d'Ivoire, autre échantillon	770		1,5	510	(H)G
39. Pulaskite. Mt Brôme, Québec, Canada	900		1,5	600	(H)G
40. Nordmarkite. Carrière de Mon- sebråten, près Grorud, Nor- vège	1.050		1,5	700	(H)G
41. Syénite micacée potassique. To- rindrika, Madagascar	1.290		1,5	860	(H)G
42. Syénite à magnétite. Sud d'An- dasibé, Madagascar	25.500				(H)G
43. Minette quartzifiée. Moulin de Goie, Nièvre	20		1		G
44. Ordosite à ægyrine. Ordos, Chine. 45. Minette. Sur la route de Champ- comeaux à Beaumont, Nièvre	25 27		0,1 0,3		(H)G G
46. Lusitanite. Alter Pedroso, Por- tugal	34		0		(H)G
47. Pedrosite. Alter Pedroso, Por- tugal	880		1	880	(H)G
48. Minette. Franklin fournaise, New Jersey	3.200		4	800	(H)G
49. Kersantite. N. Ambatofinan- drahana, Madagascar	22		0		G
50. Plauénite à olivine. Melfi, Charl, A. E. F.	385		2	192	(H)G

Echantillons	Coefficient d'aimantation	Susceptibilité	Pourcentage magnétique vu dans une coupe mince	Auteur de la mesure
	$\chi \cdot 10^6$		Ma	$\frac{\chi \cdot 10^6}{\text{Ma}}$
51. Monzonite. Khao Poum, Tonkin	695		1	695 (H)G
52. Kersantite, Sud de Jankiana sur la route d'Ovimangidy, Ma- dagascar	840		1,5	560 (H)G
53. Monzonite (β). Ravin de Pollena, Somma	1.040		1,5	690 (H)G
54. Plauénite à structure dolériti- que. N. Kankyô-dô, Shôkan- men, Corée	1.320		3	440 (H)G
55. Monzonite. Monzoni, Tyrol	1.890		1	470 (H)G
Trachytes.				
56. Bostonite. Pouzac, Hautes-Py- rénées	8,5		0	(H)G
57. Jumillite. Callasparra, Murcie, Espagne	10		0,1	(H)G
58. Trachyte (α) à amphibole et ægyrine. Imadouesen, Madoi- sin, Grand Ahaggar.	12		0	(H)G
59. Trachyte phonolitique. Hiaran- dramosa, Madagascar	17		0	(H)G
60. Vérite Fortuna, Murcie, Espagne.	30		0,01	(H)G
61. Trachyte quartzifère à amphi- bole et ægyrine. Green moun- tain, Ile de l'Ascension	36		0	(H)G
62. Trachyte à biotite (domite). Tran- chée du chemin de fer du Puy de Dôme	47		0	(H)G
63. Sélagite M ^{te} Catini, Toscane	92		0,1	(H)G
64. Sancyite. Pont de la Sahatio, près Antsirabé, Madagascar	126		1	(H)G
65. Sancyite Rive N.-W. du lac Ta- lai Nor, Mongolie russe	134		2	(H)G
66. Doréite augitique. Roc de Cuzet, Haute-Loire	203		3	(H)G
67. Trachyte (α). Andranatoa, Hasy, Madagascar	320		1	320 (H)G
68. Trachyte à biotite (domite) Am- bohimirandrana, Madagascar	406		1,5	270 (H)G
69. Trachyte phonolitique. Huahine Océan Pacifique	490		1	490 (H)G
70. Trachyte alcalin sodique. Nou- ka-Hiva, Iles Marquises	565		1	565 (H)G
71. Solvsbergite. Béjafo, Madagascar.	640		1	640 (H)G

Echantillons	Coefficient d'aimantation	Susceptibilité	Pourcentage de magnétite vu dans une coupe mince	Auteur de la mesure	
	$\chi \cdot 10^6$	$k \cdot 10^6$	Ma	$\chi \cdot 10^6$ Ma	
72. Trachyte potassique à pyroxène. M ^{te} Guardia, Italie	670		1	670	(H G
73. Microplaucénite à biotite et py- roxène. W. N. W. de Saovina, Madagascar	680		2	340	(H)G
74. Microlaurvikite. Skanasen, près Nykirke, Norvège	707		2	354	(H)G
75. Latite. Chemin de fer du Lioran 3 km. vers Murat, Cantal	752		1	750	(H)G
76. Trachyte phonolitique à hauyne. Sanadoire, Mont Dore	764		2	382	(H)G
77. Sancyite (α) à anorthose. Chau- defour, Puy-de-Dôme	1.020		1	1.020	(H)G
78. Doréite amphibolitique. Col de la muraille, Cuzeau.	1.720		2	860	(H)G
79. Doréite (β) à olivine. La Moran- gie, Mont Dore	2.300		4	575	(H)G
80. Trachyte calcoalcalin à augite et hornblende. Cuzeau.	2.430		2,5	970	(H)G
81. Latite métamorphique, Atatch, Mt Magnituaia, Oural	2.480		4	620	(H)G

Cabbros, Diorites, Pyroxénolites, Périidotites, Hornblendites.

82. Diorite à pyroxène et péridot. Melfi, Tchad, Afrique équato- riale.	45		0		(H)G
83. Diorite à biotite et pyroxène. Ile Tofteholmen, Christiania . . .	1.500		3	500	(H)G
84. Dolérite (β) à olivine et pigeo- nite. Manambaroa, Madagas- car	300		1,5	200	(H)G
85. Dolérite (β) à olivine. Maintirano, Madagascar	353		3	111	(H)G
86. Gabbro à olivine. Tilliers, Loire Inférieure.	55		0		(H)G
87. Gabbro andésitique à pyroxène. Tunnel de Garbit, Tananarive. . .	62		0,6		(H)G
88. Gabbro à hypersthène et biotite. Route d'Antsirabé, à Ambosi- tra Madagascar	65		0,2		G
89. Gabbro à pyroxène et biotite. Vohémar, Madagascar	120		0,1		G
90. Gabbro à olivine. Maupiti, Iles Sous-le-Vent, Océan Pacifique. . .	150		3,5		(H)G

Echantillons	Coefficient d'aimantation	Susceptibilité	Pourcentage de magnétite vu dans une coupe mince			Auteur de la mesure
	$\chi \cdot 10^6$			Ma	$\chi \cdot 10^6$ Ma	
91. Gabbro à augite et biotite. St-Quay, Côtes-du-Nord . . .	450		1,5		300	(H)G
92. Gabbro ophitique passant à dolérite à olivine et pigeonite. Bombao, Anjouan, Comores .	1.200		3		400	(H)G
93. Gabbro. Rivière Bébakoly, Madagascar . . .	1.400		3		470	(H)G
94. Gabbro mélanocrate riche en magnétite. Cap Tuxen, Antartique . . .	20.300					(H)G
95. Gabbro. Mhain clackaig Mull . . .		1.000				R
96. Gabbro. Dumfrie . . .		1.140				R
97. Gabbro. Ben More . . .		1.460				R
98. Gabbro. Loch Coruiskh, Skye, Ecosse . . .		2.370				R
99. Gabbro à grain fin. Skye, Ecosse . . .		2.460				R
100. Gabbro. Deer Forest, Ardnamurchan . . .		4.200				R
101. Gabbro à olivine. Ben More . . .		4.290				R
102. Gabbro à olivine. Skye, Ecosse . . .		5.530				R
103. Gabbro à olivine. Skye, Ecosse . . .		6.790				R
104. Gabbro à olivine. Cuilin Hill, Skye, Ecosse . . .		7.470				R
105. Gabbro. St David's Head (un très petit échantillon) . . .		0				RW
106. Gabbro. Hanter Hill, près de Kington, Radnor . . .		70				RW
107. Gabbro. White Crag, Carrock Fell, Cumberland . . .		230				RW
108. Gabbro. Kildewn Cove, Cadwith, Cornwall . . .		710				RW
109. Diorite. Rostrevor, co. Down . . .		8.430				RW
110. Diabase à olivine. Nahe. Rhin . . .		470				R
111. Dolérite. Ratho, Edinburg . . .		1.130				R
112. Dolérite. Tabermorey, Mull . . .		1.470				R
113. Dolérite porphyrique. Mull . . .		1.550				R
114. Dolérite. Dun-da-gaioth . . .		1.560				R
115. Diabase. Cunsfell, Cumberland . . .		200				RW
116. Dolérite. Crockcombe, gare de Trusham, Devon . . .		270				RW
117. Dolérite. Nord de la gare de Ashton, Devon . . .		310				RW
118. Dolérite à olivine. Melmerby, Cumberland . . .		580				RW
119. Dolérite à olivine. Carrière de Stoke Lane, Mendip Hill . . .		1.110				RW

Echantillons	Coefficient d'aimantation	Susceptibilité	Pourcentage de magnétite vu dans une coupe mince	Auteur de la mesure
	$\chi \cdot 10^6$	$k \cdot 10^6$	Ma	$\frac{\chi \cdot 10^6}{Ma}$
120. Dolérite. Nouvelle carrière, Portrush		2.180		RW
121. Dolérite à olivine. Butterson Hall Park, Staffs		2.360		RW
122. Dolérite. Baie de Murlough, S. E. de Fairhead		2.650		RW
123. Dolérite. Middleton, Teesdale, Durham		2.650		RW
124. Dolérite. Wemmergill Lunedale, Teesdale, Durham		3.450		RW
125. Dolérite à olivine. Clee Hill près Ludlow, Salop		4.450		RW
126. Dolérite à olivine. Rowley Regis, Staffs		4.540		RW
127. Dolérite. The Skerries, Anglesey		6.800		RW
128. Dolérite. Owthorpe, Nottinghamshire	32	88		W
129. Dolérite. Southwell, Nottinghamshire	740	2.100		W
130. Dolérite. Kelham, Nottinghamshire	1.050	2.790		W
131. Dolérite. Mines de houille de Withwick, Leicestershire	1.355	3.910		W
132. Dolérite. Owthorpe, Nottinghamshire	1.630	4.340		W
133. Lherzolite. Portetones, Vicdessos, Ariège	79		0	(H)G
134. Harzburgite riche en olivine. Volcan de Briançon, Hte-Loire	214		0	(H)G
135. Harrisite. Conakri, Guinée Française	217		1,5	(H)G
136. Hornblende feldspathique. Tuc d'Ess, Haute-Garonne	340		1	68 (H)G
137. Hornblende. Sweytlbor, Oural	5.200		5	1.040 (H)G
138. Pyroxénolite à ilmenite. Espetveit, Holseno, Norvège	15.500			(H)G
Andésites, Basaltes.				
139. Andésilabradorite. Toureau	90			G
140. Andésite à olivine. Nuku-Hiva, Iles Marquises	1.470			(H)G
141. Andésite à enstatite. Newport, Fife		590		R
142. Andésite à enstatite. Durham		1.340		R

Echantillons	Coefficient d'aimantation	Susceptibilité	Pourcentage de magnétite vu dans une coupe mince	Anteur de la mesure
	$\chi \cdot 10^6$	$k \cdot 10^6$	Ma	$\frac{\chi \cdot 10^6}{Ma}$
143. Basalte (β) labradorique Moorea (côte est) près Tahiti	25			(H)G
144. Basalte (β) (verre de) Piton de la Fournaise, la Réunion	50			(H)G
145. Basalte labradorique. Tamaka près St-Philippe, la Réunion . . .	340		2	170 (H)G
146. Basalte (β) andésitique. Bou- zentes près St-Flour, Cantal . . .	344			(H)G
147. Basalte (β) labradorique. Man- gareva, Iles Gambier	500		2	250 (H)G
148. Basalte doléritique à augite et olivine. Ile Juan Fernandez . . .	560		3	187 (H,G)
149. Basalte (β) labradorique. Hua- Huka, Iles Marquises	800		5	160 (H)G
150. Ghizite. Cratère du sommet du Djebel Messila, Maroc	880			(H)G
151. Basalte labradorique W. rivière Ankarakatsy, Madagascar	910		2	455 (H,G)
152. Basalte (β) andésitique. Route Lao Bao, Dang Ha km. 62, Annam.	1.060		4	260 (H)G
153. Basalte. Southwell, Notting- hamshire	27	69		W
154. Basalte amygdaloïde. Bakewell, Derbyshire	48	125		W
155. Basalte. Carrière de Carnmoney Hill, Antrim		190		RW
156. Basalte à olivine. Carrière de Radden Court, N. Devon		220		RW
157. Basalte. 1/2 mile N. W. de Sle- mish Mountain, Antrim		230		RW
158. Basalte. 1 1/2 mile S. E. de Gle- narm Antrim		510		RW
159. Basalte. Versant Est de Dongon Hill, Antrim		630		RW
160. Basalte. Carrière 2 miles. N. E. de Temple Patrick, Antrim		820		RW
161. Basalte. Carrière 1 mile S. de Glenarm, Antrim		850		RW
162. Basalte. Versant N. de Brown Dod Hill Antrim		910		RW
163. Basalte couches inférieures. Chaussée des Géants, Antrim . . .		1.230		RW
164. Basalte couches supérieures. Carrick a Raidhe		1.370		RW
165. Basalte couches supérieures. Chaussée des Géants		1.590		RW

Echantillons	Coefficient d'aimantation	Susceptibilité	Pourcentage de magnétite vu dans une coupe mince	Auteur de la mesure
	$\chi \cdot 10^6$	$k \cdot 10^6$	Ma	$\chi \cdot 10^6$ Ma
166. Dyke de basalte. 1 1/4 mile N. E. de l'église de Folstone, Northumberland		1.720		RW
167. Dyke de basalte. Près Tardree, Antrim.		1.830		RW
168. Basalte. Llanfechell, Anglesey.		2.130		RW
169. Dyke de basalte. Rowleis Beck, Durham		2.250		RW
170. Basalte. Carrière de Beldsford, Northumberland.		2.800		RW
171. Basalte. Ballintoy, Antrim.		2.900		RW
172. Basalte. Scawi Hill, Antrim.		3.020		RW
173. Basalte. Carrière versant sud de Carnmoney Hill, Antrim		3.080		RW
174. Basalte. S. de Hindhop, Che- viots		3.900		RW
175. Basalte. Rugley près Alnwick, Northumberland.		4.510		RW
176. Dyke de basalte. Otterburn, Northumberland.		8.350		RW
177. Dyke de basalte. Elsdon, Nor- thumberland.		10.090		RW
178. Basalte. Unkel, Rhin.		450		R
179. Basalte porphyrique. Fishguard.		610		R
180. Basalte. Staffa		620		R
181. Basalte porphyrique. Schemnitz, Hongrie.		1.060		R
182. Basalte des plateaux. Mull		1.130		R
183. Basalte. Dumfrin		1.140		R
184. Basalte. Ile de Faroe		1.160		R
185. Basalte. Rowley Regis		1.180		R
186. Basalte. Port de Tabermorey		2.080		R
187. Basalte porphyrique. Tabermo- rey, Mull		2.310		R
188. Basalte néphélinique. Koll- mer scheibe près Tetschen, Bohème.		6.800		P
189. Basalte néphélinique. Löbauer- berg.		8.700		P
190. Basalte néphélinique. Ascherhu- bel près Tarandt, Saxe.		9.700		P
Syénites néphéliniques. Monzonites néphéliniques.				
191. Marioupolite à structure com- pacte. Marioupol.	12		0	(H)G

Echantillons	Coefficient d'aimantation	Susceptibilité	Pourcentage de magnétite vu dans une coupe mince	Auteur de la mesure
	$\chi \cdot 10^6$		Ma	$\frac{\chi \cdot 10^6}{Ma}$
192. Lujaurite, Sekukuniland, Transvaal.	23		0	(H)G
193. Itsindrite à ægyrine. Sur l'Itsindra aval d'Ambinda, Madagascar.	36		0	(H)G
194. Syénite néphélinique à ægyrine. Mont Shimba, Afrique occidentale Anglaise.	93		0,1	(H)G
195. Syénite néphélinique et analcimique. Baie d'Orvilliers, îles Kerguelen.	132		0	(H)G
196. Syénite néphélinique. Buffelskloof, Pilansberg, Transvaal.	292		0,5	584 (H)G
197. Syénite néphélinique à katoforite et olivine. Mont Kenya.	496		1	496 (H)G
198. Syénite néphélinique à barkévicite. Ile Tamara, îles de Los	520		0,5	1.040 (H)G
199. Pyroxénite grenatifère. Gjaterø, Langesund, Norvège.	626		0,5	1.240 (H)G
200. Ditroite. Ditro, Transylvanie.	1.170		2	585 (H)G
201. Shonkinite. Square Butte, Montana.	1.490		2	745 (H)G
202. Shonkinite monzonitique à amphibole. S. O. de l'église de Monchique, Portugal.	2.840		5	568 (H)G
203. Syénite néphélinique à faciès gneissique. Makarainga, Madagascar.	3.640			(H)G
204. Jacupirangite. Entre Kodal et la vallée de Lougen, Norvège.	17.800			(H)G
205. Sommaite. Somma.	540		1,5	360 (H)G
206. Monzonite néphélinique. Vallée de Papénou, Tahiti.	1.570		2	785 (H)G
Phonolites. Leucitéphrites. Ottajanites.				
207. Phonolite tinguaïtique. Bekotapo, Madagascar.	100		2	G
208. Phonolite vitreuse avec cristallites. Andevenanaomby, Madagascar.	120		0	G
209. Kivite à hauyne. Mayen, Provinces Rhénanes.	438		2	219 (H)G
210. Vésuvite type 1872. Près observatoire du Vésuve.	998			(H)G

Echantillons	Coefficient d'aimantation	Susceptibilité	Pourcentage de magnétite vu dans une coupe mince		
	$\chi \cdot 10^6$	$k \cdot 10^6$	Ma	$\frac{\chi \cdot 10^6}{\text{Ma}}$	Auteur de la mesure
211. Tahitite. Vairo, Tahiti	1.300		2,5	512	(H)G
212. Passage d'ottajanite à vésuvite- type doléritique bloc 1909 Vésuve	1.540		4	385	(H)G
213. Tahitite. Vairo, Tahiti	2.340		3	780	(H)G
Théralites. Esséxites.					
214. Bérondrite. W. Ampangarinana, Madagascar	103		0		(H)G
215. Lherzite. Argein, Ariège. . . .	580		0,5	1.160	(H)G
216. Mafraite. Tifao, S. W. Mafra près Lisbonne.	1.500		4	375	(H)G
217. Luscladite à olivine. Ravin de Lusclade, Mont Dore	2.440		3	810	(H)G
218. Théralite. Vallée de Papenoo, Tahiti	2.500		3,5	720	(H)G
219. Esséxite doléritique. Vallée de Papenoo, Tahiti	2.900		5	580	(H)G
Ordanchites. Téphritoides. Basanites.					
220. Basanitoïde à augite. Taharuu, Tahiti	154		3		(H)G
221. Basanite (perlite de). Marostica, Mont Glosso près Bassano, Vicentin	277		0		(H)G
222. Basanitoïde porphyrique. Vallée de Papenoo, Tahiti.	342		3	114	(H)G
223. Mandchourite. Sei-men, Ryodo. Meisen gun, N. Kankyô-dô, Corée	564		1	564	(H)G
224. Limburgite. Mont Marovato, Vohémar, Madagascar.	847				(H)G
225. Basanitoïde, Route Antraigue, Vals, Ardèche	930		4	230	(H)G
226. Tephrite analcimique. Djébel Zouanil el Ansar, Tafna, Algé- rie	1.190		4	297	(H)G
227. Basanitoïde vitreux cryptomor- phe. Rivière Eho-man-kou, Mongolie russe	1.210		1,5	800	(H)G
228. Ordanchite. Mareuge, Puy-de- Dôme	2.090		2,5	840	(H)G

Echantillons	Coefficient d'aimantation	Susceptibilité	Pourcentage de magnétite vu dans une coupe mince	Auteur de la mesure
	$\chi \cdot 10^6$	$k \cdot 10^6$	Ma	$\frac{\chi \cdot 10^6}{Ma}$
229. Camptonite (filon dans gabbro amphibolique). Vallée de Papenoo, Tahiti	2 800			(H)G
230. Basanite. Chambourget S. E. Mont Dore.	2 880		4,5	650 (H)G
231. Basanitoïde (filon dans phono- lite). Griounot, Cantal. . . .	2 900		5	580 (H)G
232. Fourchite. Confluent Vaie Paéa, Tahiti	3 200		3,5	910 (H)G

Missourites. Ijolites.

233. Pyroxénolite à biotite pœciliti- que. Bloc, Somma	11		0	(H)G
234. Pyroxénolite de melteigite. Tveitåsen Fen, Norvège . . .	12		0	(H)G
235. Arkite (type). Carrière à l'Est de Diamond Jo, Magnet cove. Arkansas	18		0	(H)G
236. Melteigite microgrenue à bio- tite. Kilimandjaro	113		1	(H)G
237. Ijolite. Mont Jambo, Afrique orientale	530		0,7	760 (H)G
238. Missourite (type). Shonkin creek Higwood M ^{ts} Montana . . .	1 470		2	735 (H)G
239. Okaïte. Près Oka, Québec . .	3 200		4	812 (H)G

Néphélinites. Leucitites Ankaratrites.

240. Ankaratrite. Serra de Monchi- que, Portugal.	695			(H)G
241. Venanzite. San Venanzo, Orvieto, Ombrie.	797		1	797 (H)G
242. Leucitite. Rocca di Papa, Latium.	800		3	266 (H)G
243. Tamaratite feldspathique. Ile Corail, archipel de Los . . .	845		2	423 (H)G
244. Ankaratrite. Rougiers, Var. . .	1 120			
245. Ankaratrite néphélinique. Hoch- bohl près Owen, Wurtemberg .	1 190		2	995 (H)G
246. Etindite. N. Antonibé, Mada- gascar	2 230		3	722 (H)G
247. Néphélinite leucitique. Kibati, E. Bushivaya, Kivu.	2 310		5	462 (H)G

Echantillons	Coefficient d'aimantation	Susceptibilité	Pourcentage de magnétite vu dans une coupe mince	Auteur de la mesure	
	$\chi \cdot 10^6$	$k \cdot 10^6$	Ma	$\chi \cdot 10^6$ Ma	
248. Néphéline leucitique à melilite. Kibati, E. Bushivaya, Kivu	2.590		5	520	(H)G
249. Néphéline leucitique. Herchenberg, vallée de Brohl, provinces Rhénanes	2.650		4	632	(H)G
250. Ankaratrite. Garet Zerga, Chott Tigri, Maroc	3.300		5	660	(H)G
251. Ankaratrite limburgitique. Vallée de Dobranka près Tetschen E. Spitzberg, Bohême	3.330		5	666	(H)G
252. Bergalite. Aussererberg près Oberbergen, Kaiserstuhl	3.350		4	840	(H)G
253. Alnotte. Stornaset, Alno, Suède	5.950				
Roches métamorphiques.					
254. Gneiss rubané à biotite. Salangina, Madagascar	18		0		G
255. Micaschiste à biotite et séricite. Saint Gothard.	2		0		G
256. Graphitoschiste. Konango, Haut Congo français	5		0		G
257. Micaschiste à séricite. Environs d'Aine près Bourg Saint Maurice, Savoie	15		0		G
258. Micaschiste à disthène. Malahiolina, Madagascar	29		0		G
259. Phyllade. Vallée de Planchers, Vosges	8				G
260. Phyllade, Fumay, ardenne françaises	11				G
261. Phyllade. Carrière d'Angers, Maine-et-Loire	15				G
262. Phyllade. Vallée de Tamina, environs de Ragatz, Suisse	26				G
263. Phyllade noire pyritifère. Revin, Ardenne françaises.	86				(H)G
264. Phyllade aimantifère. Deville, Ardenne françaises.	2.120				(H)G
265. Eclogite. Puy Ferrière près Seilhac, Corrèze	22		0		G
266. Talcschiste. Los Llanos de Juanon, Andalousie,	15		0		G
267. Serpentine. Perdigan, Var	1.500				(H)G

Echantillons	Coefficient d'aimantation $\chi \cdot 10^6$	Susceptibilité $k \cdot 10^6$	Pourcentage de magnétite vu dans une courbe mince Ma	$\frac{\chi \cdot 10^6}{\text{Ma}}$	Auteur de la mesure
268. Chloritoschiste à épidote. Chi- peroussa Syra, Grèce	24		0		(H)G
269. Chloritoschiste à épidote. Andrato. S. W. Vehemar, Madagascar	38		0		G
Roches sédimentaires.					
270. Sable de Fontainebleau, partie superficielle brunie. Carrière Lambert, Cormeilles, Seine- et-Oise	11				G
271. Sable de Fontainebleau, jaune- clair. Carrière Lambert Cor- meilles, Seine-et-Oise	0,5				G
272. Sable de Fontainebleau, blanc. Linas, Seine-et-Oise.	-0,13				G
273. Sable de Fontainebleau, jaune. Linas, Seine-et-Oise.	11				G
274. Calcaire. Chattien 114 m. de profondeur	12,4				RH
275. Calcaire. Chattien 119 m. de profondeur partie dure . . .	30,2				RH
276. Calcaire. Chattien 119 m. de profondeur partie sableuse . .	19,2				RH
277. Grès calcaire micacé. Chattien 250 m de profondeur	8,2				RH
278. Grès calcaire micacé. Stampien 136 m de profondeur	32,1				RH
279. Marne blanche. Carrière Lam- bert, Cormeilles, Seine-et-Oise	5				G
280. Marne à huitres. Carrière Lam- bert, Cormeilles, Seine-et-Oise	9				G
281. Marne verte. Carrière Lam- bert, Cormeilles, Seine-et-Oise	13				G

Susceptibilité spécifique moyenne de :		$\gamma \cdot 10^6$
13. Echantillons de granites.		375
10. Echantillons de microgranites. Rhyolites. Dacites		83
15. Echantillons de syénites		388
7. Echantillons de monzonites		885
26. Echantillons de trachytes		640
12. Echantillons de gabbros Diorites		475
50. Echantillons de gabbros. Diorites (mesures de R. — RW. — W.)		900
10. Echantillons de basaltes. Andésites		547
35. Echantillons de basaltes (mesures de R. — RW. — W.)		670
25. Echantillons de syénites néphéliniques. Monzonites néphéliniques		899
7. Echantillons de phonolites. Leucitéphrites Ottajanites		977
6. Echantillons de théralites. Essexites		1.670
13. Echantillons d'ordanchites. Téphritoides. Basanite		1.490
7. Echantillons de missourites. Ijolites		743
14. Echantillons de néphélinites. Leucitites. Ankaratrites		2.820

1° La susceptibilité magnétique des roches appartenant à un même groupe varie entre des limites très éloignées (souvent de $10 \cdot 10^{-6}$ à $2.000 \cdot 10^{-6}$), la classification des roches utilisée en pétrographie ne semblant pas correspondre à une classification des propriétés magnétiques.

2° Pour une même famille de roches il ne ressort pas de différence systématique entre la susceptibilité des roches grenues, micro-grenues, microlitiques, vitreuses. Cependant il faut signaler que les rhyolites que j'ai étudiées sont toutes très peu magnétiques.

3° Les roches riches en éléments ferro-magnésiens sont, en général, plus magnétiques que les roches pauvres en ces éléments.

b) ROCHES MÉTAMORPHIQUES. — Les échantillons qui figurent dans le tableau IV sont en général peu magnétiques, cependant la magnétite est fréquente dans les régions de métamorphisme, mais elle s'y rencontre souvent en amas ou comme accident minéralogique.

c) **ROCHES SÉDIMENTAIRES.** — Les quelques résultats obtenus confirment que ces roches sont en général peu magnétiques, il arrive même de rencontrer des échantillons diamagnétiques (sable de Fontainebleau).

II. — Susceptibilité moyenne de la croûte terrestre.

Si, comme cela se passe au voisinage de la surface de la terre, la température augmente de 1 degré par 30 mètres de profondeur, il ne doit plus exister de corps ferromagnétiques au-dessous de 20.000 mètres.

Cependant, on n'est nullement fixé sur la loi de variation de température aux grandes profondeurs et on ne peut faire que des hypothèses sur les propriétés magnétiques des couches profondes de notre globe. Au contraire on peut se faire une idée des propriétés magnétiques de la croûte terrestre.

Clarke et Washington ⁽¹⁾ indiquent que la composition moyenne de la croûte terrestre (évaluée sur une épaisseur de 10 milles soit 16.000 mètres) est la suivante :

Roches ignées.	95
Sédiments schisteux.	4
Grès	0,75
Calcaires	0,25

(les roches métamorphiques étant comprises dans les roches ignées),

D'après les mêmes auteurs la composition minéralogique virtuelle ⁽²⁾ moyenne de la croûte terrestre est la suivante :

(1) F. W. CLARKE et H. S. WASHINGTON. La composition de la croûte terrestre (1924, Washington).

(2) La composition minéralogique virtuelle d'une roche est la composition d'une roche fictive ayant même composition chimique que la roche qu'elle représente. Cette composition dite virtuelle est obtenue en partant de l'analyse et en utilisant certaines règles pour former des minéraux bien définis que l'on s'est fixé à *priori*,

Quartz.	10,02
Orthose	18,35
Albite	32,49
Anorthite.	15,29
Diopside	6,45
Magnétite	4,41
Ilménite	1,98
Apatite	0,67

En appliquant à la magnétite une susceptibilité spécifique apparente de $50000 \cdot 10^{-6}$ on voit que, d'après la composition minéralogique virtuelle, la susceptibilité spécifique moyenne des roches constituant la croûte terrestre est 0,0022. Les valeurs observées (tableau IV) sont environ deux fois plus faibles, l'ordre de grandeur n'est donc pas très différent.

Par contre Birkeland ⁽¹⁾ admet que la susceptibilité moyenne de la terre est égale à 0,08 (de façon à expliquer les perturbations magnétiques liées aux aurores boréales). Cette hypothèse ne concorde nullement avec les résultats précédents. On ne peut la justifier qu'en attribuant des propriétés magnétiques très intenses aux couches profondes.

III. — Aimantation rémanente des roches.

Je vais indiquer ici ce que l'on sait des possibilités d'aimantation rémanente des roches au moyen de champs magnétiques intenses.

Pockels (36) a effectué des mesures d'aimantation rémanente de basaltes, Lœvinson-Lessing et Mitkévitch (35) ont effectué des expériences d'aimantation rémanente de roches de natures variées, ils indiquent comme résultat que la plu-

⁽¹⁾ BIRKELAND (K. R.). *The Norwegian Aurora polaris expedition 1902-1903*. Paris Klincksieck, 1908, p. 237.

part des roches placées dans un champ magnétique de 3.500 gauss acquièrent une aimantation rémanente intense.

Afin de me rendre compte de l'ordre de grandeur de cette aimantation rémanente par rapport à la susceptibilité, j'ai fait les expériences suivantes.

L'échantillon à étudier est broyé, placé dans un tube de verre et pesé comme pour une mesure de susceptibilité. Il est ensuite porté dans un champ magnétique de 10 000 gauss produit par un petit électro-aimant. Après avoir repéré la position de l'échantillon par rapport à l'électro-aimant, on le porte dans la balance magnétique en conservant la même position relative du champ et de l'échantillon.

Si $\mathcal{M}$ est le moment magnétique de l'échantillon, l'effort exercé est égal à $\mathcal{M} \frac{\partial \mathcal{H}}{\partial x}$. Pour éliminer l'influence du magnétisme induit par l'électro-aimant de la balance magnétique on opère pour deux orientations opposées de l'échantillon. Cette méthode n'est pas rigoureuse mais par suite de la faiblesse du champ employé dans la balance magnétique (13 gauss) elle donne des résultats qui permettent d'obtenir un ordre de grandeur et de comparer les valeurs obtenues pour différents échantillons.

Les résultats obtenus (tableau V) montrent que le rapport entre l'aimantation rémanente acquise dans un champ élevé et la susceptibilité varie beaucoup avec les échantillons mais est souvent de l'ordre de 100, ce qui explique les résultats de Lœvinson-Lessing et Mitkévitch indiqués ci-dessus. Il est à noter que l'ordre de grandeur de ce rapport est le même pour les échantillons de roche et pour la magnétite diluée dans du sable.

IV. — Températures de perte de magnétisme pour les roches.

Dans l'ordre chronologique G. E. Allen (33), H. Takagi (42), Ch. Jacquet (34) ont déterminé la loi de variation de l'aiman-

TABLEAU V

Aimantation rémanente de la magnétite et des roches.

Echantillons	Coefficient d'aimantation $\chi \cdot 10^6$	Champ magné- tique en gauss	Aimantation rémanente spécifique $I_r \cdot 10^3$	$\frac{I_r}{\chi}$
Magnétite compacte magnétipolaire (diluée dans du sable)	28.000	450	2.550	91
Magnétite compacte magnétipolaire (diluée dans du sable)	28.000	10.000	4.060	145
Magnétite dodécaèdre striée, Piémont (Col. Dufet) (diluée dans du sable)	75.000	450	195	26
Magnétite dodécaèdre striée, Piémont (Col. Dufet) (diluée dans du sable)	75.000	10.000	225	30
Magnétite, Suède (Muséum) (diluée dans du sable)	60.000	450	230	38
Magnétite, Suède (Muséum) (diluée dans du sable)	60.000	10.000	270	45
Oxyde ferrique ferromagnétique, Abraham et Planiol (11) (dilué dans du sable)	59.000	450	1.910	250
Syenite micacée potassique, Torindrika, Madagascar	1.290	10.000	13	110
Gabbro ophitique, Bombao, Anjouan, Comores	1.200	10.000	215	180
Gabbro, Rivière Bebakoly, Madagascar	1.400	10.000	230	165
Hornblendite, Sweytlibor, Oural	5.200	10.000	990	19
Basalte (β) andésitique, Route Lao Bao Dang Ha km 62, Annam	1.060	10.000	96	91
Basalte néphélinique Kollmer scheibe près Teichen, Bohême (1)	6.800	470	610	90
Basalte néphélinique, Löbaurberg (1)	8.700	268	150	17
Basalte néphélinique, Ascherhübel près Tharandt, Saxe (1)	9.700	323	490	51
Basanite, Cambourget S. E. Mont Dore	2.880	10.000	160	56
Néphélinite leucitique, Herchenberg vallée de Brohl, provinces Rhénanes	2.650	10.000	162	61

(1) Mesures de POCKELS (36). Les valeurs indiquées dans les colonnes 1 et 3 sont respectivement la susceptibilité et l'aimantation.

tation avec la température; Jacquet a utilisé une méthode d'enregistrement photographique grâce à laquelle la courbe de variation de l'aimantation en fonction de la température s'inscrit directement sur le papier sensible. J'ai reproduit quelques-uns de ses résultats (tableau VI), ils confirment ceux obtenus par Allan et par Takagi, dans ce tableau on

TABLEAU VI

Aimantation à saturation et températures de perte de magnétisme des roches, d'après CH. JACQUET (34)

	Echantillons	σ	$\frac{\text{FeO}}{\text{Fe}^2\text{O}^3}$	$\sigma/\text{Fe}^3\text{O}^4$	θ		
1	Basalte labradorique .	1,57	5,68	0,79	250	500	
2	» »	1,94	3,70	0,58	150	550	
3	Andésite amphibolique oligoclasique .	2,32	1,21	0,54			550
4	Perlite de sanovite	1,89	0,90	0,53			550
5	Basalte andésitique	4,21	0,67	0,50			550
6	Andésite porphyrique à hornblende .	1,09	1,88	0,40			525
7	Basalte porphyrique	1,84	2,45	0,36	250		525
8	Basalte andésitique	1,72	1,69	0,31	200		500
9	Basanitoïde .	2,07	1,45	0,28	100		200
10	Basalte andésitique passant à basanitoïde	2,43	1,01	0,27	100	150	200
11	Ankaramite .	2,10	0,82	0,20	150	200	550 600
12	Basalte andésitique	0,80	1,92	0,16	100	150	200
13	Basalte oligoclasique	0,71	1,14	0,16			600
14	Basalte augitique .	1,13	0,60	0,13	250		500

σ = aimantation à saturation (pour la magnétite on a $\sigma = 92,7$).

FeO teneur en o/o de FeO.

Fe²O³ teneur en o/o de Fe²O³.

Fe³O⁴ teneur en o/o de Fe³O⁴.

θ températures en degrés centésimaux, pour lesquelles on observe un point d'inflexion sur la courbe représentant la variation de l'aimantation en fonction de la température.

remarque que l'auteur a indiqué pour une même roche plusieurs points de Curie qui correspondent aux différents constituants magnétiques de la roche, il les a déterminés en

admettant que chaque point d'inflexion de la courbe de variation de l'aimantation en fonction de la température corresponde au point de Curie de l'un des constituants magnétiques de l'échantillon.

Les températures de perte du magnétisme ainsi définies ne concordent pas avec le point de Curie de la magnétite, cependant pour la plupart des échantillons on observe une température de perte de magnétisme comprise entre 500 et 600° C., il y a de plus des cas très nets de perte de magnétisme réversibles à des températures très diverses 100°, 200°, 300° C.

V. — Sur les constituants magnétiques des roches.

Je ne me suis pas proposé dans ce travail d'apporter une solution de ce problème. J'examinerai cependant les renseignements que nous possédons sur la question.

Il est certain que la magnétite est un des constituants magnétiques des roches mais certains auteurs pensent que, sans parler de la pyrrhotine, il existerait de nombreuses combinaisons du fer qui joueraient concurremment à la magnétite un rôle important dans les propriétés magnétiques des roches.

Avant d'examiner les hypothèses en présence, il convient de rappeler les connaissances actuelles sur la magnétite considérée comme minéral accessoire des roches.

On trouvera de nombreux renseignements sur ce sujet dans la minéralogie de A. Lacroix ⁽¹⁾. Je résume ici ce qui est le plus important au point de vue de la présente étude.

GROUPEMENT DE LA MAGNÉTITE AVEC D'AUTRES MINÉRAUX. — Elle est souvent associée à d'autres minéraux : hématite, ilménite, magnésioferrite.

(1) A. LACROIX. Minéralogie de la France et de ses colonies, t. IV. Béranger, Paris, 1910.

COMPOSITION CHIMIQUE. — L'oxyde ferreux peut être remplacé par du magnésium (magnésioferrite) très rarement par du manganèse (mangano-ferrite) très rarement encore par une faible quantité de nickel.

De même l'oxyde ferrique peut être remplacé en partie par Ti^2O^3 (titanomagnétite). On a signalé quelques magnétites contenant en faible proportion de l'oxyde de chrome et de l'oxyde de vanadium.

LA MAGNÉTITE DANS LES ROCHES GRANITIKES. — Se trouve en petites quantités et surtout dans les roches très acides en inclusion dans les biotites.

LA MAGNÉTITE DANS LES GABBROS, DIORITES, DIABASES. — En général la magnétite est d'autant plus abondante que la roche est plus basique, en général on a à faire à de la titanomagnétite.

LA MAGNÉTITE DANS LES ROCHES VOLCANIQUES. — Plus la roche est basique, plus la magnétite est abondante et en général, plus elle est titanifère.

LA MAGNÉTITE DANS LES ROCHES SÉDIMENTAIRES. — Elle se trouve surtout dans les terrains paléozoïques, partout ailleurs, elle ne constitue qu'un accident minéralogique. Dans tous les cas elle ne s'est pas déposée à l'état de magnétite, elle résulte d'un phénomène de métamorphisme.

LA MAGNÉTITE DANS LES ALLUVIONS. — La magnétite, par suite de sa résistance relative aux agents de destruction, se trouve dans tous les sables.

LA MAGNÉTITE DANS LES SCHISTES CRISTALLINS. — La magnétite est fréquente dans ces roches, soit comme élément essentiel, soit comme accident minéralogique, soit en amas.

Pour plus de détails, on se reportera à l'ouvrage cité.

Les arguments au sujet de la nature des constituants magnétiques des roches sont tirés des recherches suivantes :

- a) Etudes thermomagnétiques ;
- b) Mesures de susceptibilité ;
- c) Aimantation rémanente.

a) ETUDES THERMOMAGNÉTIQUES. — Déjà citées (p. 58 et 32) de Jacquet, Takagi et G. E. Allan sur les roches, et de Forestier, Huggett, Mlle Veil, etc., sur les ferrites et sur certains minerais ou oxydes de fer.

Ces travaux montrent, d'une part, que les températures de perte du magnétisme des roches sont quelquefois très différentes du point de Curie de la magnétite, et, d'autre part, que les ferrites et les oxydes de fer constituent des composés magnétiques possédant des points de Curie très variés. Il vient naturellement à l'esprit de rapprocher ces deux résultats et de penser que les ferrites jouent un rôle important dans les propriétés magnétiques des roches ; cependant, ces hypothèses mériteraient d'être vérifiées par un triage magnétique des éléments de la roche et une analyse des produits magnétiques. D'autre part, la magnétite peut fort bien être associée à d'autres produits, ilménite, etc., sans que pour cela on cesse de l'appeler magnétite, il est possible que, dans ces conditions, la magnétite plus ou moins impure des roches présente des points de Curie assez variables.

b) MESURES DE SUSCEPTIBILITÉ. — Ces mesures ne peuvent renseigner qu'indirectement sur la nature des constituants magnétiques des roches par la comparaison de la susceptibilité et de la composition minéralogique.

La détermination précise des minéraux contenus dans une roche s'effectue grâce à l'examen d'une coupe mince de l'échantillon au moyen du microscope polarisant. Malheureusement, cette méthode d'observation ne permet pas, en général, de distinguer la magnétite de l'ilménite et de la titanomagnétite, parce que ces minéraux se présentent en

plaque mince, sous le même aspect opaque, et que leur contour apparent ne permet pas de les distinguer sûrement les uns des autres.

Actuellement, on utilise une méthode de détermination des minéraux opaques qui consiste à examiner au microscope polarisant des sections polies des échantillons à étudier, l'éclairage se faisant verticalement à travers l'objectif, la lumière incidente étant ou non polarisée. Cette dernière méthode fournit sur les minéraux opaques des renseignements plus précis que l'examen des plaques minces, cependant j'ai préféré comparer la susceptibilité magnétique des roches aux données de l'observation des plaques minces parce que c'est la méthode dont l'usage est le plus répandu actuellement.

Les quantités comparables sont la teneur en magnétite et la susceptibilité ; or, j'ai comparé la susceptibilité à la surface occupée dans la plaque mince par les minéraux opaques que l'observation microscopique permet de considérer comme pouvant être de la magnétite.

J'ai mesuré cette surface en utilisant un réticule oculaire quadrillé ou simplement un réticule à micromètre. Dans les résultats figurant tableau IV, j'ai indiqué cette teneur en minéraux opaques avec un ou deux chiffres seulement parce que, étant donné le faible volume que représente une coupe mince, il n'est pas logique de supposer que la surface occupée par un minéral dans une plaque mince représente avec grande exactitude le volume occupé par ce même minéral dans la roche.

J'ai calculé le rapport entre la susceptibilité spécifique des échantillons étudiés et la teneur en magnétite de la plaque mince correspondante, teneur déterminée comme je l'ai indiqué plus haut. Ce rapport n'a de signification que lorsque la susceptibilité magnétique de l'échantillon est assez grande pour que les minéraux paramagnétiques soient sans influence sensible sur la valeur de la susceptibilité. Aussi je n'ai fait

figurer ce rapport dans le tableau IV que lorsque la susceptibilité de l'échantillon est supérieure à 300.

Si le minéral opaque observé en plaque mince était entièrement constitué de magnétite, la valeur de ce rapport serait 900 ; en général, les valeurs observées sont inférieures ou très peu supérieures à ce nombre, la valeur moyenne de ce rapport est égale à 560 pour les mesures que j'ai effectuées.

La susceptibilité observée peut donc s'expliquer par la teneur en magnétite des roches, il suffit pour cela d'admettre que les minéraux opaques observés en plaque mince ne sont pas constitués uniquement par de la magnétite.

Les figures de la planche 1 montrent l'accord que l'on observe entre la susceptibilité et la teneur en minéraux opaques ; on voit les micrographies rangées dans l'ordre de susceptibilité magnétique croissante et on observe que la quantité de grains opaques va en croissant dans le même sens que la susceptibilité.

La susceptibilité des roches dépourvues de magnétite visible en plaque mince est en général inférieure à 50×10^{-6} . Cependant, on remarque dans le tableau IV quelques cas dans lesquels la susceptibilité spécifique est voisine de 200×10^{-6} . Ces cas étant très rares, je ne les ai pas approfondis, cependant, il est possible que l'échantillon lui-même contienne un peu de magnétite et que ce soit par le jeu du hasard que la coupe mince n'en ait pas rencontrée.

c) AIMANTATION RÉMANENTE. — A ce point de vue on possède des résultats contradictoires en apparence. Pockels (36) trouve que l'aimantation rémanente et le champ coercitif sont analogues pour les roches et pour la magnétite. Des résultats que j'ai obtenus (p. 59) on peut tirer des conclusions analogues.

Un travail de Turcev (27) (fig. 12) semble manifester

que les propriétés magnétiques des roches et de la magnétite sont extrêmement différentes.

Cela me paraît provenir de ce fait qu'il a comparé les propriétés magnétiques des roches à celles de la magnétite massive ; cette comparaison n'est pas logique, il aurait dû

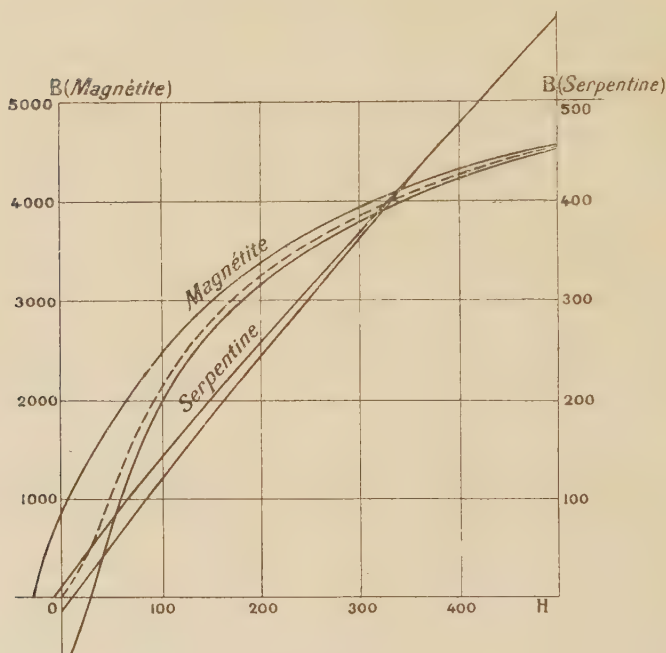


Fig. 12.

utiliser de la magnétite diluée dans du sable, par exemple.

Pour voir ce que l'on pouvait tirer de ces mesures qui sont cependant intéressantes, j'ai ajouté au champ inducteur un champ démagnétisant égal à $\frac{4}{3} \pi \mathfrak{J} = \frac{\mathfrak{B} - \mathfrak{H}}{3}$ de façon à tracer la courbe de variation de l'aimantation en fonction du champ magnétique inducteur que l'on pourrait observer sur une sphère des produits étudiés. Les courbes de

Turcev ainsi transformées fig. 13) sont analogues pour la magnétite et pour les roches.

Les quelques expériences que j'ai effectuées à ce sujet (p. 59) montrent de plus que la magnétite naturelle présente, comme les roches, des possibilités d'aimantation rémanente variant beaucoup d'un échantillon à l'autre. Des produits étrangers peuvent, comme pour les aciers, être la cause de ces variations importantes de l'aimantation rémanente.

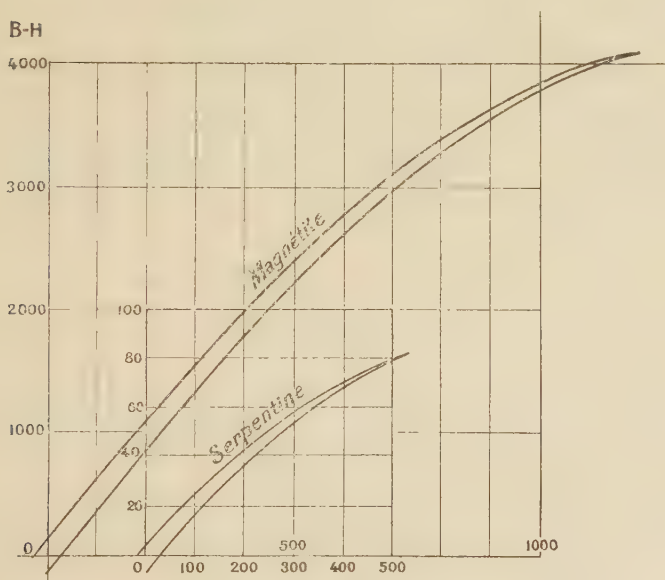


Fig. 13.

EN RÉSUMÉ. — Nos connaissances actuelles ne permettent donc pas de tirer une conclusion formelle quant à la nature exacte du principal constituant magnétique des roches. Cependant, rien ne s'oppose à admettre que ce soit la magnétite au sens où les pétrographes l'entendent, c'est-à-dire pouvant être plus ou moins impure par suite de la présence de titane, de manganèse, etc.

EXPLICATION DES PLANCHES

PLANCHE I

- | | | |
|-----------------------|---|--|
| Roches sans magnétite | { | Fig. 1. — Granite monzonitique . Pauvre en éléments ferromagnésiens. $\chi = 24.10^{-6}$. — <i>q</i> , quartz; <i>a</i> , albite; <i>mi</i> , microcline; <i>mu</i> , muscovite; <i>g</i> , grenat |
| | | Fig. 2. — Syénite néphélinique . Riche en éléments ferromagnésiens. $\chi = 36.10^{-6}$. — <i>mi</i> , microcline; <i>n</i> , néphéline; <i>or</i> , orthose; <i>b</i> , biotite; <i>æ</i> , ægyrine; <i>g</i> , grenat. |
| Roches à magnétite | { | Fig. 3. — Syénite à riebeckite (Pédrosite). Riche en éléments ferromagnésiens, un peu de magnétite. $\chi = 880.10^{-6}$. — <i>mi</i> , microcline; <i>r</i> , riebeckite; <i>ma</i> , magnétite. |
| | | Fig. 4. — Ankaratrite . Riche en éléments ferromagnésiens, riche en magnétite. $\chi = 3.300^{-6}$. — <i>n</i> , néphéline; <i>a</i> , bâtonnets d'augite; <i>o</i> , olivine; <i>ma</i> , magnétite; <i>p</i> , perowskite. |

PLANCHE II. — Rhyolite micacée.

Les Blandins (Morvan).

- Fig. 1. — **Echantillon témoin** $\times 80$. *c*, grand cristal de chlorite (biotite hydratée) contenant dans les lignes de clivage de fins cristaux de sphène (*sp.*), transparents mais que la haute réfringence fait apparaître en noir sur la photographie.
- Fig. 2. — **Echantillon chauffé** $\times 80$ — *c*, grand cristal de chlorite devenu brun-rouge par déshydratation et, de ce fait, apparaissant en sombre sur la photographie. Les inclusions de sphène sont devenues opaques et se distinguent mal, du fond de chlorite, sur la photographie.
- Fig. 3. — **Echantillon témoin** $\times 2.200$. — Une plage au milieu de la chlorite (*c*, fig. 1) montrant les alignements de fins cristaux de sphène. On voit leur transparence malgré leur haute réfringence.
- Fig. 4. — **Echantillon chauffé** $\times 2.200$. — Une plage au milieu du cristal de chlorite (*c*, fig. 2) montrant les zones opaques (*z. sp.*) qui voilent les alignements de sphène.

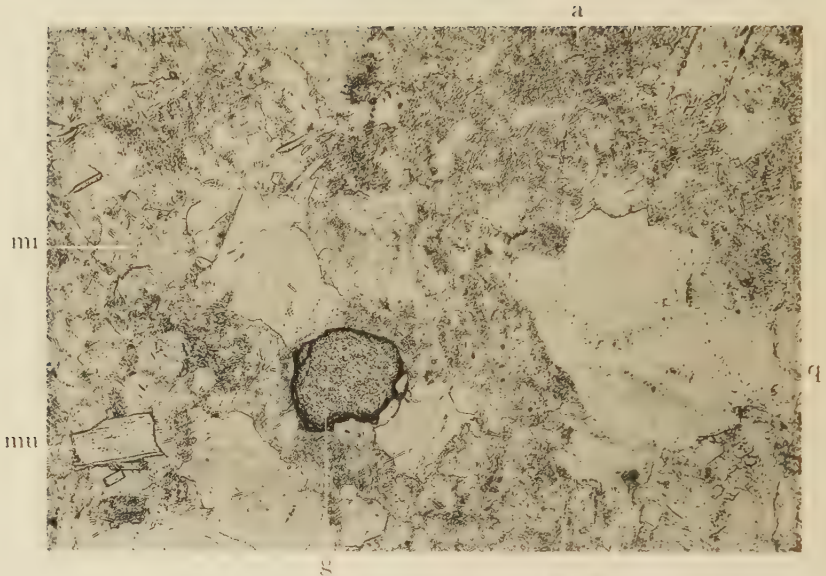


Fig. 1. — Granite monzonitique. — *Lum. nat.* $\times 80$

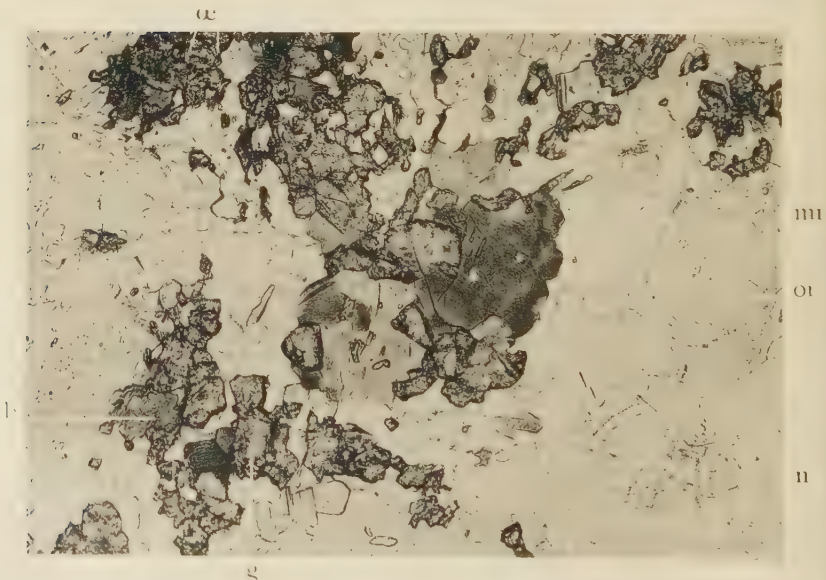


Fig. 2. — Syénite néphélinique. — *Lum. nat.* $\times 80$

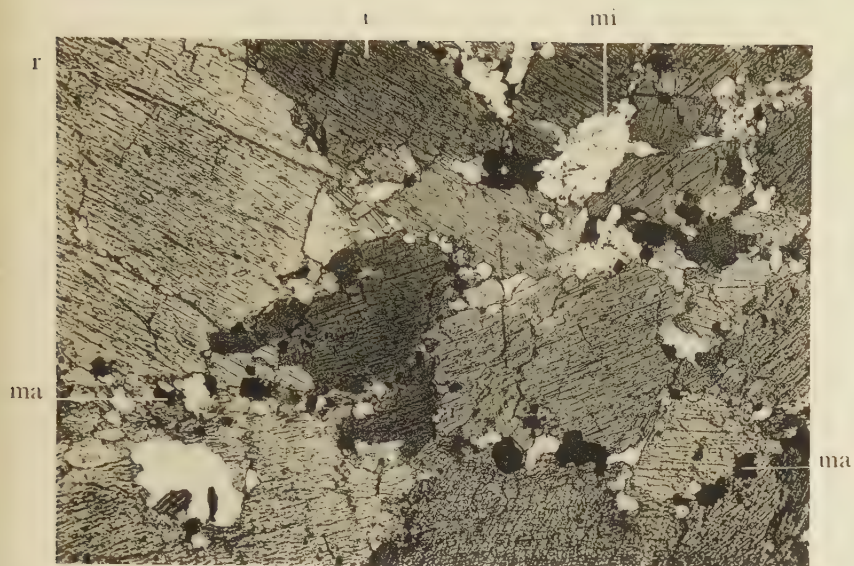


Fig. 3. — Syénite à riébeckite (Pédrosite). — *Lum. nat.* $\times 80$

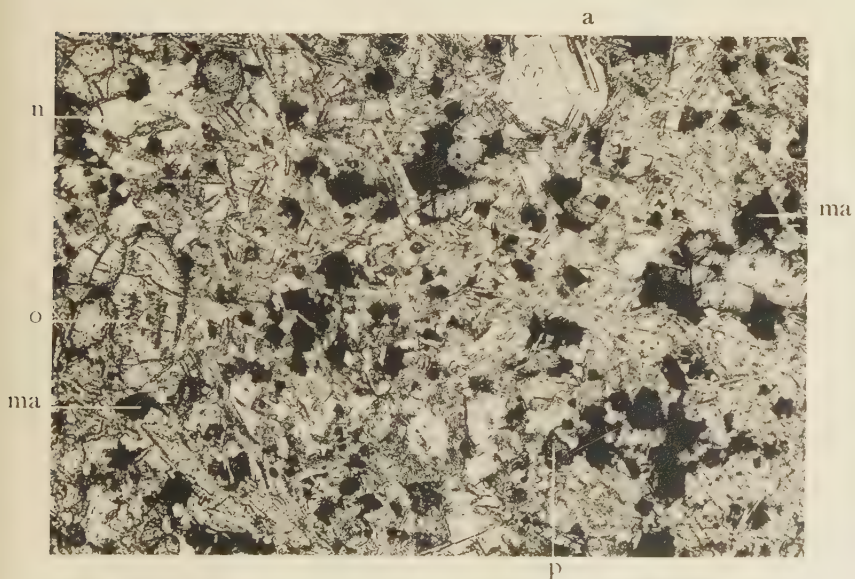


Fig. 4. — Ankaratrite. — *Lum. nat.* $\times 80$



Fig. 1. — Echantillon témoin. — *Lum. nat.* $\times 80$



Fig. 2. — Echantillon chauffé. — *Lum. nat.* $\times 80$

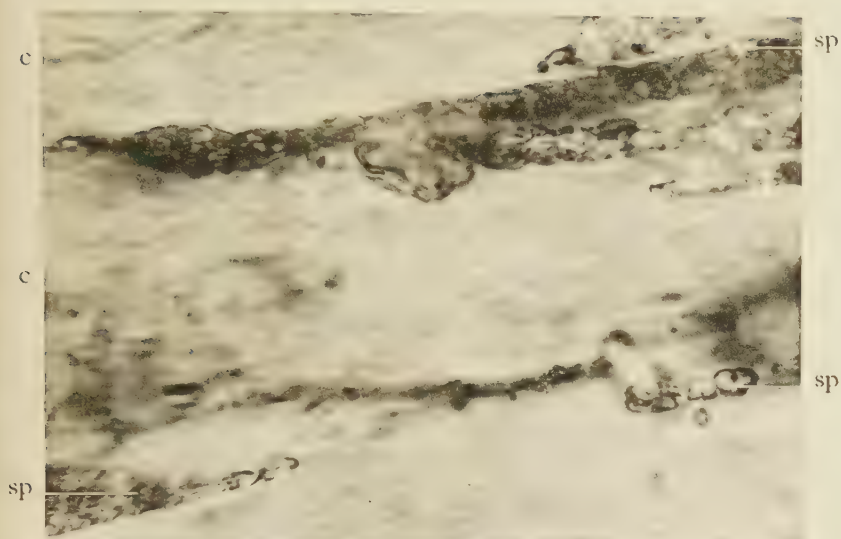


Fig. 3. — Échantillon témoin. — *Lum. nat.* $\times 2200$



Fig. 4. — Échantillon chauffé. — *Lum. nat.* $\times 2200$

Cependant, les observations concordantes de divers auteurs montrent bien qu'il existe des échantillons de roches perdant leur magnétisme à des températures très basses 100 à 300° C. Il faudrait effectuer une étude particulière de ces échantillons pour interpréter leurs propriétés magnétiques.

VI. — Relations entre l'augmentation de susceptibilité de certaines roches après chauffage et les modifications survenues dans leurs minéraux constituants.

Je citerai le résultat d'expériences réalisées en collaboration avec M. A. Michel-Lévy (63).

Les roches étudiées ont été maintenues à 700° C. pendant 5 minutes dans un petit four électrique, leur coefficient d'aimantation a été mesuré avant et après chauffage.

Des coupes minces ont été effectuées sur les échantillons témoins non chauffés et sur les échantillons correspondants soumis au chauffage.

Les micrographies de la planche 2 représentent un échantillon (n° 6) pour lequel la susceptibilité spécifique est passée de $5,10^{-6}$ avant chauffage à $280,10^{-6}$ après chauffage. On observe les modifications suivantes :

Les chlorites sont devenues plus foncées après chauffage (elles passent du vert pâle au brun rouge).

On observe figures 1 et 3 que les chlorites contiennent avant chauffage des inclusions de sphènes dont la transparence apparaît nettement aux forts grossissements, après chauffage au contraire (fig. 2 et 4) on constate que, même aux forts grossissements, les grains de sphène sont voilés par des plages opaques.

On a calculé quelle devrait être la susceptibilité spécifique du minéral opaque pour expliquer l'augmentation de susceptibilité observée (en supposant sa densité double de celle de la roche).

Cette susceptibilité est plus faible que celle observée pour la magnétite, cependant il faut rapprocher ce résultat du fait que, pour les roches que j'ai étudiées, j'ai toujours observé au microscope plus de minéraux opaques que ne le faisait prévoir la valeur de la susceptibilité.

Quant à la nature du minéral observé nous avons supposé qu'il s'agissait d'une titanomagnétite ou plus probablement d'un enveloppement des grains de sphène par une mince pellicule de magnétite.

Pour les roches nos 5 et 7 déjà magnétiques avant chauffage l'augmentation de susceptibilité est très faible devant la teneur en chlorites, cela tient probablement à ce que, avant chauffage, les chlorites ne contenaient pas d'inclusion de sphène mais déjà des grains opaques de magnétite ou de titanomagnétite.

J'ai cité ces expériences parce qu'elles montrent la facilité avec laquelle le chauffage des roches peut entraîner la formation de composés magnétiques (probablement de magnétite).

Résultats des expériences.

N° de la roche	Susceptibilité spécifique U. E. M. C. G. S.		Pourcentage de surface occupé par les plages opaques	Susceptibilité spécifique apparente du minéral opaque
	Avant chauffage	Après chauffage à 700°C		
1	10.10 ⁻⁶	240.10 ⁻⁶	0,54 o/o	22.000.10 ⁻⁶
2	8.10 ⁻⁶	120.10 ⁻⁶	1,12	50.000.10 ⁻⁶
3	8,5.10 ⁻⁶	8.10 ⁻⁶	néant	
4	6,0.10 ⁻⁶	53.10 ⁻⁶	0,15	18.000.10 ⁻⁶
5	150.10 ⁻⁶	210.10 ⁻⁶		
6	5.10 ⁻⁶	280.10 ⁻⁶	0,5	28.000.10 ⁻⁶
7	100.10 ⁻⁶	145.10 ⁻⁶		

N° 1. Rhyolite semi-vitreuse de Mont-Cherus; biotite entièrement chloritisée avec inclusions de sphène. N° 2. Gra-

nite à biotite du Lac des Settons ; la biotite n'est que légèrement chloritisée sur les bords, inclusions de sphène. N° 3. Rhyolite de Roche-Maçon ; absence de biotites et de chlorites. N° 4. Rhyolite de la vallée de la Houssière, biotite entièrement chloritisée riche en inclusions de sphène. N° 5. Dacite de la Vierge d'Anost ; biotite chloritisée contenant des inclusions de grains ferrugineux opaques. N° 6. Rhyolite micacée des Blandins, chlorites vertes aux deux temps de cristallisation, avec inclusions de sphènes. N° 7. Andésilabradorite du Toureau, très décomposée, avec chlorites fibreuses, calcite, épidote. Dans les roches 1, 2, 4, 5, 6, la biotite est plus ou moins complètement épigénisée en chlorites.

VII. — Anisotropie magnétique des roches.

Dans les mesures effectuées au moyen de la balance d'induction des Hughes, la forme de l'échantillon est sans influence sur les résultats par suite de l'uniformité du champ magnétique dans la région occupée par l'échantillon et par suite de la faiblesse du champ démagnétisant des échantillons des roches usuelles.

Par contre le champ démagnétisant n'est plus négligeable si, au lieu des roches on envisage les minéraux très magnétiques contenus dans les roches. Si par suite de la structure fluidale de l'échantillon les grains des minéraux très magnétiques présentent une orientation prédominante, il peut en résulter que la susceptibilité de l'échantillon dépende de la direction considérée. Ces cas sont assez exceptionnels mais la balance de Hughes permet de les déceler facilement.

Ayant effectué mes mesures sans tenir compte de ce fait j'ai repris une partie de mes échantillons pour étudier leur anisotropie magnétique. Mes mesures m'ont montré que les roches fluidales présentent presque toutes un maximum de susceptibilité lorsque le champ magnétique est dans le plan

de la fluidalité et un minimum de susceptibilité lorsque le champ magnétique est perpendiculaire à ce plan, le rapport entre ces deux susceptibilités principales varie de 1,02 à 1,10. Pour les roches de profondeur je n'ai pas constaté d'anisotropie magnétique. J'ai étudié trop peu de roches métamorphiques pour formuler une opinion au sujet de leur anisotropie magnétique qui peut être très marquée pour les roches à structure schisteuse ; cependant pour les roches étudiées et en particulier pour une phyllade à magnétite je n'ai pu observer aucune anisotropie magnétique.

Ces phénomènes d'anisotropie magnétique ont été signalés par Wilson (10) pour les micas tachetés et tout récemment par J. G. Kœnigsberger (44) pour les roches.

CHAPITRE VII. — PROPRIÉTÉS MAGNÉTIQUES DES MINÉRAUX ET DES ROCHES PLACÉS DANS UN CHAMP MAGNÉTIQUE ALTERNATIF SINUSOIDAL. APPLICATION A L'INFLUENCE DES COURANTS DE FOUCAULT SUR LES MESURES EFFECTUÉES AVEC LA BALANCE D'INDUCTION DE HUGHES

J'étudierai d'abord le cas d'un échantillon sphérique homogène placé dans un champ magnétique alternatif sinusoïdal uniforme.

J'examinerai ensuite les conséquences à déduire de cette étude au point de vue des mesures effectuées au moyen de la balance de Hughes.

I. — Cas d'une sphère conductrice homogène dans un champ alternatif sinusoïdal uniforme.

J'ai choisi ce cas particulier parce que l'on arrive à des formules relativement simples qui indiquent l'ordre de gran-

deur des phénomènes que l'on peut observer sur les échantillons usuels pas trop allongés.

Prenons un système de coordonnées o, x, y, z , la sphère étudiée ayant son centre à l'origine et son rayon étant a . Le champ magnétique alternatif sinusoïdal inducteur étant dirigé suivant o, z , sa valeur étant sous forme imaginaire : H .

D'une façon générale on sait que, pour calculer la répartition du champ et des courants, il suffit d'écrire les équations de Maxwell et les équations de continuité pour les surfaces de passages d'un milieu à un autre.

Je donne ici la solution dans le cas où l'on peut négliger les courants de déplacement. Cette solution est due à A. Liénard; on en trouve la démonstration dans le *Cours d'Electricité* de H. Chipart ⁽¹⁾.

Le champ magnétique à l'extérieur de la sphère est donné par ses composantes :

$$H_x = -\frac{xz}{R} \frac{\partial F'}{\partial R}, \quad H_y = -\frac{xy}{R} \frac{\partial F'}{\partial R},$$

$$H_z = 2F'(R) + R \sin \theta \frac{\partial F'}{\partial R} + H$$

(le tout sous forme imaginaire)

avec :

$$R = \sqrt{x^2 + y^2 + z^2} \quad \text{et} \quad \operatorname{tg} \theta = \frac{\sqrt{x^2 + y^2}}{z}$$

On démontre que l'on a :

$$F'(R) = -\frac{B}{R^3}; \quad \frac{\partial F'}{\partial R} = \frac{3B}{R^4}.$$

B étant une constante par rapport à x, y, z , que les équations de continuité permettent de calculer.

On voit qu'au point de vue extérieur la sphère se comporte

(1) H. CHIPART. *Cours d'Electricité*, t. 2, p. 653, Imp. J. Bruyère, St-Etienne.

comme ayant un moment magnétique alternatif égal à B . Le volume de la sphère étant $\frac{4}{3} \pi a^3$ tout se passe comme si la sphère avait une susceptibilité apparente que je désignerai par $k_{app.}$ donnée sous forme imaginaire par la formule :

$$k_{app.} = \frac{B}{H \frac{4}{3} \pi a^3}.$$

En explicitant les formules indiquées dans le cours de H. Chipart (*loc. cit.*) on arrive à la formule suivante :

$$k_{app} = \left\{ \begin{array}{l} \frac{\frac{3}{8\pi} \cdot \left[(2\mu + 1)(\mu - 1) \left(U_0^2 + \frac{1}{2} \right) - 2U_0 \right] \text{Ch } 2U_0}{\left[(\mu' - 1)^2 \left(U_0^2 + \frac{1}{2} \right) + 2U_0^4 \right] \text{Ch } 2U_0} \\ + \frac{\left[(2\mu + 1)(\mu - 1) \left(U_0^2 - \frac{1}{2} \right) + 2U_0^4 \right] \cos 2U_0}{\left[(\mu' - 1)^2 \left(U_0^2 + \frac{1}{2} \right) + 2U_0^4 \right] \text{Ch } 2U_0} \\ - \frac{\left[(2\mu + 1)(\mu - 1) U_0 - (\mu + 2) U_0^3 \right] \text{Sh } 2U_0}{\left[(\mu' - 1)^2 \left(U_0^2 + \frac{1}{2} \right) + 2U_0^4 \right] \cos 2U_0} \\ + \frac{\left[(\mu - 1)^2 \left(U_0^2 - \frac{1}{2} \right) - 2U_0^4 \right] \cos 2U_0}{\left[(2\mu + 1)(\mu - 1) U_0 + (\mu + 2) U_0^3 \right] \sin 2U_0} \\ - \frac{\left[(2\mu + 1)(\mu - 1) U_0 + (\mu + 2) U_0^3 \right] \sin 2U_0}{\left[(\mu - 1)^2 U_0 - 2(\mu - 1) U_0^3 \right] \text{Sh } 2U_0} \\ + \frac{j \cdot 3\mu U_0^2 [U_0 \sin 2U_0 + U_0 \text{sh } 2U_0 - \text{Ch } 2U_0 + \cos 2U_0]}{\left[(\mu - 1)^2 U_0 + 2(\mu - 1) U_0^3 \right] \sin 2U_0} \end{array} \right.$$

en posant :

$$U_0 = ab \quad \text{et} \quad b^2 = \frac{2\pi\mu\omega}{\rho}.$$

μ étant la perméabilité magnétique de la sphère ;

ω étant la pulsation du champ magnétique ;

ρ étant la résistivité électrique de la sphère.

Je vais d'abord étudier le cas où l'influence des courants de Foucault est faible ce qui correspond à U_0 petit. Ensuite je verrai ce qui se passe lorsque U_0 devient très élevé.

Cas U_0 petit. — Dans ce cas il est tout indiqué d'utiliser les développements en série, des fonctions circulaires et hyper-

boliques, suivants les puissances croissantes de la variable. Si on effectue le calcul on arrive au résultat suivant : la susceptibilité apparente est de la forme :

$$h_{\text{app.}} = \frac{A + jC}{D}$$

A, C, D étant réels avec :

$$A = \left[\begin{aligned} & \frac{2}{3\pi} \left(\mu + \frac{1}{2} \right) (\mu - 1) U_0^6 \left[1 + \frac{1}{1400} (2U_0)^4 + \dots \right. \\ & \quad \left. + \frac{6!}{20} \frac{2 + (4n+1)(4n+2)(2U_0)^{4n-4}}{(4n+2)!} + \dots \right] \\ & + \frac{1}{\pi} (\mu - 1) U_0^6 \left[1 + \frac{1}{840} (2U_0)^4 + \dots \right. \\ & \quad \left. + \frac{2(2U_0)^{4n}}{(4n+2)!} + \dots \right] \\ & - \frac{8}{\pi} \frac{U_0^{10}}{105} \left[1 + \frac{1}{3960} 2(U_0)^4 \dots \right. \\ & \quad \left. + \frac{n7! (2U_0)^{4n-4}}{(4n+3)!} + \dots \right] \end{aligned} \right]$$

$$C = \frac{2}{5\pi} \mu U_0^8 \left[1 + \frac{1}{2520} (2U_0)^4 + \dots \right. \\ \left. + \frac{n6! (2U_0)^{4n-4}}{(4n+2)!} + \dots \right]$$

$$D = \left[\begin{aligned} & \frac{8}{9} (\mu - 1)^2 U_0^6 \left[1 + \frac{1}{1400} (2U_0)^4 + \dots \right. \\ & \quad \left. + \frac{6! [2 + (4n+1)(4n+2)] 2U_0^{4n-4}}{(4n+2)!} + \dots \right] \\ & + \frac{16}{3} (\mu - 1) U_0^6 \left[1 + \frac{1}{8400} (2U_0)^4 + \dots \right. \\ & \quad \left. + \frac{6}{(4n+3)!} (2U_0)^{4n} + \dots \right] \\ & + 8U_0^6 \left[1 + \frac{1}{360} (2U_0)^4 + \dots \right. \\ & \quad \left. + \frac{2}{(4n+2)!} (2U_0)^{4n} + \dots \right]. \end{aligned} \right]$$

Ces séries sont toutes convergentes, on peut donc, lorsque

U_0 est petit, obtenir une première approximation en ne conservant que le premier terme de chacune des séries, on arrive facilement au résultat suivant :

$$k_{\text{app.}} = \frac{\mu - 1}{\frac{4}{3} \pi (\mu + 2)} + j \frac{\mu U_0^2}{\frac{20}{9} \pi (\mu + 2)^2},$$

en posant :

$$\mu = 1 + 4\pi k,$$

cette expression devient :

$$k_{\text{app.}} = \frac{k}{1 + \frac{4}{3} \pi k} + j \frac{\mu U_0^2}{\frac{20}{9} \pi (\mu + 2)^2}$$

Lorsque $U_0 = 0$ on retrouve la formule bien connue qui s'applique dans le cas d'un champ magnétique constant.

Le second terme représente en première approximation l'influence des courants de Foucault, si on utilisait d'autres termes des développements en série on trouverait des termes réels en U_0^{4n} et des termes imaginaires en U_0^{4n+2} . Comme on a $U_0 = ab$ et $b^2 = \frac{2\pi\mu\omega}{\rho}$ on voit que lorsque U_0 est faible, le champ extérieur à la sphère dû aux courants de Foucault varie proportionnellement à la fréquence et à $\frac{\mu^2}{(\mu + 2)^2}$.

CAS PARTICULIER $\mu = 1$. — La sphère n'est pas magnétique, dans ce cas la formule se réduit à :

$$k_{\text{app.}} = \left\{ \begin{array}{l} \frac{3}{8\pi} \frac{U_0 [\text{Cos } 2U_0 - \text{Ch } 2U_0] + \frac{3}{2} [\text{Sh } 2U_0 - \sin 2U_0]}{U_0 [\text{Ch } 2U_0 - \text{Cos } 2U_0]} \\ + j \frac{9}{16\pi} \frac{U_0 \sin 2U_0 + U_0 \text{sh } 2U_0 + \cos 2U_0 - \text{Ch } 2U_0}{U_0 [\text{Ch } 2U_0 - \text{Cos } 2U_0]} \end{array} \right.$$

Le développement en série se réduit à :

$$k_{\text{app.}} = \begin{cases} -\frac{U_0^4}{105\pi} \times \frac{1 + \frac{1}{360}(2U_0)^4 + \dots + \frac{n7!(2U_0)^{4n-4}}{(4n+3)!} + \dots}{1 + \frac{1}{360}(2U_0)^4 + \dots + \frac{2}{(4n+2)!}(2U_0)^{4n} + \dots} \\ + j \frac{U_0^2}{20\pi} \times \frac{1 + \frac{1}{2520}(2U_0)^4 + \dots + \frac{n6!(2U_0)^{4n-4}}{(4n+4)!} + \dots}{1 + \frac{1}{360}(2U_0)^4 + \dots + \frac{2}{(4n+2)!}(2U_0)^{4n} + \dots} \end{cases}$$

Lorsque U_0 est faible on obtient une première approximation en ne conservant que le premier terme de chaque série et l'on a :

$$k_{\text{app.}} = -\frac{U_0^4}{105\pi} + j \frac{U_0^2}{20\pi}$$

CAS U_0 GRAND. — Dans ce cas les quantités $\text{Sh } 2U_0$ et $\text{Ch } 2U_0$ se réduisent à $\frac{e^{2U_0}}{2}$ et les quantités $\sin 2U_0$ et $\cos 2U_0$ sont négligeables devant l'exponentielle e^{2U_0} , la formule donnant sa valeur de $k_{\text{app.}}$ devient donc :

$$k_{\text{app.}} = \begin{cases} \frac{3}{8\pi} \frac{(2\mu + 1)(\mu - 1) \left(U_0^2 - U_0 + \frac{1}{2} \right) + (\mu + 2)U_0^3 - 2U_0^4}{(\mu - 1)^2 \left(U_0^2 - U_0 - \frac{1}{2} \right) + 2(\mu - 1)U_0^3 + 2U_0^4} \\ + j \frac{9\mu}{8\pi} \frac{U_0^3 - U_0^2}{(\mu - 1)^2 \left(U_0^2 - U_0 - \frac{1}{2} \right) + 2(\mu - 1)U_0^3 + 2U_0^4} \end{cases}$$

puisque U_0 est grand on peut négliger l'unité devant U_0 et devant les puissances de U_0 il vient donc :

$$k_{\text{app.}} = -\frac{3}{8\pi} + j \frac{9}{16\pi} \frac{\mu}{U_0}$$

II. — Applications.

Les tableaux 2, 3 et 4 indiquent les valeurs de la susceptibilité des minéraux et des roches ; cependant pour les minéraux très magnétiques il y a lieu de considérer non pas la

susceptibilité apparente définie page 27 mais la susceptibilité réelle.

Le tableau VII page 79 donne la valeur de la résistivité d'un certain nombre de minéraux et de roches, on y trouve également la constante diélectrique spécifique.

Il y a lieu de noter qu'il s'agit là d'ordre de grandeur, la résistivité pouvant varier beaucoup d'un échantillon à un autre. Schlumberger ⁽¹⁾ indique que d'après ses essais l'oligiste ne conduit pas l'électricité d'une façon appréciable alors que Ambronn (tableau VII) indique une résistivité de 0,4 ohms-cm.

Pour calculer les quantités U_0 et b il faut utiliser un système cohérent d'unités, j'utiliserai le système électromagnétique C. G. S. il suffit pour avoir la résistivité dans ce système de multiplier la valeur donnée en ohms par 10^9 .

Courants de déplacement. — Avant tout calcul il faut vérifier que l'influence des courants de déplacement est négligeable. S'il existe un champ électrique E la densité du courant de conduction est $\frac{E}{\rho}$; celle du courant de déplacement $\frac{EK\omega}{4\pi}$; K étant la constante diélectrique et ω la pulsation du champ E . Si je prends une fréquence de 500 périodes par seconde ($\omega = 3140$) une constante diélectrique égale à 6 par rapport à l'air $K = \frac{6}{9 \cdot 10^{20}}$ U. E. M. C. G. S. ce qui donne :

$$\frac{4\pi}{K\omega} = 6 \cdot 10^8 \text{ ohms-cm.},$$

ce qui est très élevé; comme nous le verrons la conductibilité doit être beaucoup plus grande pour être gênante, on a donc le droit de négliger les courants de déplacement devant les courants de conduction.

(1) C. SCHLUMBERGER. *Etude sur la prospection électrique du sous-sol*, Gauthier-Villars, 1920, p. 8.

TABLEAU VII

Matériaux	Résistivité en Ohms. cm.	Constante diélectrique U. E. S. C. G. S	Remarques
Aluminium.	$32 \cdot 10^{-6}$		
Basalte	$2 \cdot 10^8$	12	
Diabase	$2 \cdot 10^8$		
Diamant	$1 \cdot 10^{14}$	16,5	
Diorite	$5 \cdot 10^8$	8,5	
Oligiste	0,4		
Mica	$> 10^{15}$	5-7	
Micaschiste.	$5 \cdot 10^9$	16	
Gneis	10^8-10^{11}	14	
Granite	10^8-10^{11}	8	
Calcaire	$> 10^{11}$	8-12	
Solution de sel dans l'eau à 5 o/o	14,9		
Solution de sel dans l'eau à 20 o/o	$5 \cdot 10^7$		D'après
Cuivre	$1,7 \cdot 10^{-6}$		AMBRONN
Chalcopryrite	0,2		(56)
Magnétite	0,6		
Pyrrhotine	$5 \cdot 10^{-2}$		
Marbre	1 à $100 \cdot 10^9$	8,5	
Mélaphyre	$1 \cdot 10^9$	14	
Molybdénite	0,8-50		
Galène	$26 \cdot 10^{-4}$		
Pyrite	$5 \cdot 10^{-2}$		
Quartz	10^{14}	4,0-4,7	
Quartzite	$2 \cdot 10^{10}$	7	
Grès	$5 \cdot 10^8-1 \cdot 10^{11}$	9-11	
Charbon.	$2 \cdot 10^9$		
Trachyte.	$> 10^{11}$		
Wolfram	10^7		
Blende	$1,5 \cdot 10^8$	7,8	
Zinc	$6,1 \cdot 10^{-6}$		

III. — Application aux mesures effectuées au moyen de la balance d'induction de Hughes.

ROCHES. — Les échantillons de roches utilisés dans mes mesures ayant comme plus grande dimension 6 cm. on peut prendre le cas d'une sphère de 3 cm. de rayon pour avoir une idée de l'ordre de grandeur des courants induits. Les

roches étant peu magnétiques on peut utiliser la formule trouvée page 77.

$$k_{\text{app.}} = \frac{U_0^4}{105\pi} + j \frac{U_0^2}{20\pi}$$

Etant donné la sensibilité de la balance de Hughes, pour que l'influence des courants de Foucault soit appréciable il faut que la valeur du module de $k_{\text{app.}}$ soit égale à 10^{-5} . On calcule facilement que, dans les conditions de mes. expériences, cela correspond à une résistivité de 0,28 ohms-cm. valeur très inférieure aux résistivités des roches usuelles (voir tableau VII).

MINÉRAUX NON MAGNÉTIQUES. — Supposons qu'un échantillon de roche contienne 10 o/o d'un minéral très conducteur en cristaux de 6 mm. de dimension maximum; le calcul montre que, pour que les courants induits dans ces échantillons correspondent à $k_{\text{app.}} = 10^{-5}$ il faut que la résistivité du minéral soit égale à 0,28 10^{-3} ohms-cm. Le tableau VII montre que dans ce cas encore la résistivité des minéraux est trop élevée pour gêner les mesures effectuées avec une fréquence de 500 périodes par seconde.

MAGNÉTITE. — Dans ce cas, et lorsque de plus U_0 est petit, la susceptibilité apparente est donnée par la formule suivante :

$$k_{\text{app.}} = j \frac{\mu U_0^2}{\frac{20}{9} \pi (\mu + 2)^2} + k_0 \quad (\text{p. 76})$$

(k_0 étant la susceptibilité apparente dans un champ continu).
Le module du premier terme s'écrit :

$$\frac{9U_0'^2}{20\pi} \cdot \frac{\mu^2}{(\mu + 2)^2}, \quad \text{avec :} \quad U_0' = \frac{U_0^2}{\mu} = a^2 \cdot \frac{2\pi\omega}{\rho}$$

Comme μ varie avec les échantillons et le champ magnéti-

que posons $\frac{\mu^2}{(\mu + 2)^2} = 1$ ce qui donnera une valeur par excès de l'influence des courants de Foucault. Pour que cette influence soit gênante il faut donc que $\frac{9U_0^2}{20\pi}$ soit égal à 10^{-4} ce qui dans le cas d'une fréquence de 500 périodes par seconde donne $\frac{\rho}{a^2} = 0,28$ ohms-cm. La résistivité de la magnétite étant environ 0,5 ohms-cm. cela correspond à $a = 1,5$ cm. les échantillons de magnétite que l'on observe dans les roches usuelles ayant des dimensions bien inférieures, on voit que l'influence des courants de Foucault dans la magnétite est négligeable au point de vue de mes mesures.

PYRRHOTINE. — Dans ce cas la susceptibilité varie avec la direction (voir page 31) cependant on peut calculer une valeur par excès de l'influence des courants induits en utilisant la même formule que pour la magnétite, comme la résistivité de la pyrrhotine est 0,05 ohms-cm. on trouve $a = 0$ cm. 4 ce qui correspond à de gros cristaux que l'on ne rencontre qu'exceptionnellement.

On voit donc que dans la plupart des cas les courants induits dans les échantillons ne peuvent pas gêner les mesures effectuées au moyen de la balance d'induction de Hughes. De plus si les courants de Foucault sont importants, la force électromotrice induite par ces courants, dans le secondaire de la balance d'induction n'est pas en phase avec la force électromotrice due à la bobine M, on ne peut donc pas obtenir le silence par la manœuvre de M et le son résiduel donne une idée de l'influence des courants de Foucault.

On aurait pu obtenir ces résultats par un calcul élémentaire consistant à admettre que, lorsque la résistivité est suffisante les courants induits sont sans influence sensible sur le champ à l'intérieur des conducteurs, il suffit donc pour les calculer d'écrire que pour les circuits élémentaires

$\int_L \rho \delta dl = \frac{d\varphi}{dt}$. L étant le contour du circuit considéré, φ le flux à travers ce circuit, ρ la résistivité, δ la densité de courant.

Cependant, j'ai préféré employer une méthode plus générale qui permet beaucoup mieux de se rendre compte de la légitimité des approximations que l'on est amené à effectuer.

IV. — Influence de l'hystérésis.

D'après les calculs effectués plus haut on voit que les courants de Foucault ne peuvent pas influencer d'une manière sensible les résultats des mesures effectuées au moyen de la balance d'induction de Hughes. Or presque toutes les fois que j'ai mesuré la susceptibilité d'un échantillon très magnétique j'ai constaté l'impossibilité de rétablir totalement l'équilibre de la balance par la manœuvre de l'induction mutuelle M, le minimum du son étant pourtant assez net pour permettre une mesure précise de la valeur de l'induction mutuelle correspondant. Ce phénomène ne peut pas s'expliquer par les courants induits mais correspond certainement à l'hystérésis des grains de magnétite contenus dans les roches. On pourrait sans trop de difficultés évaluer l'aire des cycles d'hystérésis correspondants.

CONCLUSIONS

Dans ce travail je me suis proposé de préciser nos connaissances sur les propriétés magnétiques des roches,

Après avoir indiqué les différentes méthodes de mesure de la susceptibilité applicables aux roches, j'ai décrit avec plus de détails les deux méthodes auxquelles je me suis arrêté : d'une part une méthode d'attraction de l'échantillon dans un champ magnétique non uniforme (méthode de Curie); d'autre part la méthode de la balance d'induction de Hughes que j'ai perfectionnée pour la rendre propre à la mesure rapide de la susceptibilité d'échantillons de dimensions moyennes,

Avant d'aborder le sujet lui-même, j'ai montré les précautions qu'il convient de prendre pour interpréter les propriétés magnétiques des mélanges de minéraux que constituent les roches.

J'ai indiqué la susceptibilité spécifique d'un certain nombre de minéraux d'après mes mesures et celles d'autres auteurs. Le résultat est que, à part la magnétite, la pyrrhotine et peut-être l'ilménite, les minéraux des roches sont très peu magnétiques,

J'ai indiqué la susceptibilité spécifique d'un grand nombre d'échantillons de roches provenant pour la plupart du Muséum d'Histoire naturelle. Ces résultats montrent que les roches riches en éléments ferromagnésiens sont en général plus magnétiques que les roches pauvres en ces éléments. Cependant, dans chaque groupe de roches, la susceptibilité magnétique varie entre des limites très éloignées, il n'est donc pas possible, dans l'état actuel de nos connaissances, d'établir une correspondance entre la classification pétrographique des roches et leur susceptibilité magnétique.

J'ai montré que la quantité de magnétite que l'on observe, au microscope, dans les coupes minces de roches permet d'expliquer les susceptibilités observées. Dans le même ordre d'idée j'ai montré que les résultats obtenus par analyse thermomagnétique et par les mesures d'aimantation rémanente permettent également de supposer que la magnétite plus ou moins impure est le principal constituant magnétique des roches, tout en montrant qu'il existe probablement d'autres constituants magnétiques qui n'ont pas encore été identifiés.

J'ai donné les résultats d'expériences effectuées en collaboration avec M. A. Michel-Levy sur les relations entre l'augmentation de susceptibilité des roches après chauffage et les modifications survenues dans leurs minéraux constituants.

J'ai indiqué que les roches fluidales présentent des phénomènes d'anisotropie magnétique et qu'il en est peut-être de même pour certaines roches schisteuses.

Enfin j'ai étudié les propriétés magnétiques des roches placées dans un champ magnétique alternatif afin de montrer que, dans les conditions où j'ai employé la balance de Hughes les courants induits dans les échantillons n'introduisent pas d'erreur appréciable dans les mesures.

Ces quelques points étant précisés, la question du magnétisme des roches est loin d'être épuisée, bien des problèmes sont dignes d'attirer notre attention. On peut citer l'étude de la composition exacte des produits magnétiques contenus dans les roches, l'étude des conditions dans lesquelles les roches et les terres cuites acquièrent leur aimantation rémanente (aimantation par refroidissement dans le champ magnétique terrestre, aimantation par la foudre, possibilités d'aimantation par les séismes), etc... L'examen au microscope des coupes minces et des sections polies pourrait aider à préciser certains points, en particulier les causes de l'aimantation des terres cuites.

BIBLIOGRAPHIE

I. — Méthodes de mesure de la susceptibilité magnétique des roches et des minéraux.

1. CURIE. — Propriétés magnétiques de la matière (*Œuvres*, Paris, G. V., 1908).
2. CRANE. — Thèse (*Trans. of amer. inst. of min. eng.*, vol. 31, p. 405, 1901).
3. HUGHES. — Balance d'induction (*Phil. mag.*, 5^e série, t. 8, p. 50).
4. FOEX et FORRER. — Appareil sensible de mesure des susceptibilités (*Journ. de Physique*, t. 7, p. 180, 1926).
5. G. GRENET. — Balance d'induction de Hughes pour la détermination de la susceptibilité magnétique des roches (*C. R.*, t. 187, p. 1134, 1928).
6. A. W. RUCKER. — Mesure de la susceptibilité magnétique des roches (*Proceed. of Roy. Soc.*, vol. 48, p. 505, 1891).
7. SÈVE. — Susceptibilité magnétique de l'eau (Etude critique des méthodes de mesure) (*Thèse Paris*, G. V., 1912, et *Ann. de Chim. et de Physique* (8), t. 27, pp. 189 et 425, 1912).
8. J. S. TOWNSEND. — Magnétisme des liquides (*Phil. Trans. of Roy. Soc.*, vol. 187, p. 523, 1896 et *Proceed. of Roy. inst.*, t. 60, p. 186).
9. WEISS et FOEX. — Etude de l'aimantation des ferromagnétiques au-dessus du point de Curie (*J. de Phys.*, 5^e série, t. 1, p. 275, 1911).
10. E. WILSON. — Mesure des faibles susceptibilités (*Proceed. of Roy. Soc.*, vol. 96, p. 429, 1919-1920 — *Proceed. of Roy. Soc.*, vol. 98, p. 274, 1920-1921).

II. — Propriétés magnétiques de minéraux et de composés divers.

11. ABRAHAM et PLANIOL. — Propriétés du sesquioxyde de fer magnétique (*C. R.*, t. 180, p. 1328, 1925).

12. A. ABT. — Magnétite de Moraviczaer (*Ann. der Physik.*, t. 45, p. 80, 1892; *Ann. der Physik.*, t. 52, p. 799, 1894; *Ann. der Physik.*, t. 66, p. 116, 1898).
13. L. BLANC. — Oxyde magnétique de chrome (*Thèse Paris*, éd. Masson, 1926).
14. R. CHEVALLIER. — Sur l'oxyde ferrique ferromagnétique (*C. R.*, t. 180, p. 1473, 1925).
15. R. CHEVALLIER. — Sur un nouvel oxyde ferrique ferromagnétique (*C. R.*, t. 184, p. 674, 1927).
16. CRANE. — Susceptibilité de divers minéraux (*Trans. of amer. inst. Min. Eng.*, vol. 31, p. 405, 1901).
17. DELESSE. — Pouvoir magnétique des minéraux et des roches (*Ann. des Mines*, 4^e série, t. 14, p. 429, 1848).
18. G. FOEX et Mlle A. BRUNET. — Propriétés magnétiques du pyrophosphate de manganèse, etc... (*C. R.*, t. 184, p. 443, 1927).
19. FORESTIER. — Transformations magnétiques du sesquioxyde de fer et de ses combinaisons ferromagnétiques (*Thèse Paris*, éd. Masson, 1928).
20. FORESTIER et CHAUDRON. — Etude thermomagnétique de quelques ferrites (*C. R.*, t. 182, p. 777, 1926).
21. FINKEL. — Mesures magnétiques sur le platine et sur les cristaux monocliniques (*Ann. der Physik.*, 4^e série, t. 31, p. 149, 1910).
22. HAÛY. — Sur la vertu magnétique considérée comme moyen de reconnaître la présence du fer dans les minéraux. *Mém. du Muséum*, t. 3, p. 169, 1817).
23. E. F. HERROUN et E. WILSON. — Susceptibilité de certains oxydes naturels et artificiels (*Proceed. of Phys. Soc.*, t. 33, p. 196, 1921).
24. HUGGETT. — Application de l'Analyse thermomagnétique à l'étude des oxydes et des minerais de fer. (*Thèse Paris*, 1928, éd. Masson, et *Ann. de Chimie*, 10^e série, t. 11, p. 447, 1929).
25. HUGGETT et CHAUDRON. — Etude thermomagnétique de quelques minerais de fer (*C. R.*, t. 186, p. 694, 1928).
26. SAIGÉY. — Magnétisme de certains minéraux (*Bulletin Universel des Sciences*, t. 9, p. 89, 1828).
27. TURCEY. — (*C. R. Acad. Sciences de U. R. S. S.*, 23 février 1927).
28. S. WEIL. — Chromites et ferrites de nickel (*C. R.*, t. 188, pp. 330 et 1293, 1929).
29. VOIGT et KINOSHITA. — Magnétisme des cristaux (*Ann. der Physik.*, 4^e série, t. 24, p. 492, 1907).
30. P. WEISS. — Aimantation de la pyrrhotine (*Jour. de Physique*, t. 8, p. 452, 1899).

31. P. WEISS. — Recherches sur l'aimantation de la magnétite cristallisée, etc... (*Thèse Paris*, éd. Carré, 1896).
 32. P. WEISS et G. FOEX. — (*Le Magnétisme*, Paris, éd. Armand Colin, 1926).
 - 32 bis F. STUTZER, W. GROSS et K. BORNEMANN. — Les propriétés magnétiques de la blende et d'autres minéraux (*Metall und Erz.*, t. 6, p. 1, 1918).
- KÖNIGSBERGER. — Voir à 44.

III. — Propriétés magnétiques des roches.

33. G. E. ALLAN. — Le magnétisme des basaltes chauffés (*Phil. mag.*, 6^e série, t. 7, p. 45, 1904).
- DELESSE. — Voir 17.
34. JACQUET. — (*Thèse Paris*, éd. Les Presses Universitaires de France, Paris, 1928) et Bulletin de l'Institut et Observatoire de Physique du Globe du Puy-de-Dôme n° 1, 1929.
 35. LÆWINSON, LESSING et MITKEWITCH. — Influence de la foudre sur les roches magnétiques (*C. R.*, t. 180, p. 142, 1925).
 35. LÆWINSON-LESSING et TURCEV. — Recherches expérimentales sur l'aimantation des roches soumises au chauffage (*C. R. Acad. des Sciences U. R. S. S.*, 2 mars 1927 et 4 mai 1927).
 36. POCKELS. — Magnétisme des roches basaltiques. *Ann. der Physik.*, t. 63, p. 195, 1897).
 37. E. RÖTHE et Mme A. HÉR. — Propriétés magnétiques des zones stratigraphiques de la vallée du Rhin (*C. R.*, t. 187, p. 52, 1928).
 38. A. W. RUCKER. — Au sujet des roches magnétiques (*Proceed. of Roy. inst.*, vol. 13, p. 41, 1890-92).
 39. A. W. RUCKER et E. THORPE. — Réseau magnétique des Iles Britanniques au 1^{er} janvier 1886 (*Phil. Trans. of Roy. Soc.*, vol. 181, 1890).
 40. A. W. RUCKER et E. THORPE. — Réseau magnétique des Iles Britanniques au 1^{er} janvier 1891 (*Phil. Trans. of Roy. Soc.*, vol. 188, 1896).
 41. A. W. RUCKER et W. H. WHITE. — Déterminations des propriétés magnétiques des roches (*Proceed. of Roy. Soc.*, t. 63, p. 460, 1898).
 42. H. TAKAGI. — *Sc. rep. of the Tôkoku imp. University*, t. 2, p. 15, 1913).
 43. G.-W. WALKER et E. WILSON. — Réseau magnétique des Iles Britanniques au 1^{er} janvier 1915 (*Phil. trans. of Roy. Soc.* série A, vol. 219, 1919).
 44. J.-G. KÖNIGSBERGER. — Méthodes de mesure de la suscepti-

bilité magnétique des roches (*Terrestrial Magnetism.*, vol. 34, p. 209, sept. 1929).
 TURCEV. — Voir 27.

IV. — Aimantation permanente des roches et des terres cuites.

Pour une bibliographie plus complète sur ce sujet, voir celles de CHEVALLIER (48) et de PALLAZO (61).

- 46 BRUNHES. — Sur la direction de l'aimantation permanente d'une argile métamorphique de Pontfarcin (*C. R.*, t. 141, p. 567, 1905).
- 47 BRUNHES et DAVID. — Sur la direction de l'aimantation permanente des diverses roches volcaniques (*C. R.*, t. 137, p. 975, 1903).
- 48 CHEVALLIER. — Les Laves de l'Etna (*Thèse Paris*, 1925, *Ann. de Phys.*, 10^e série, t. 4, juillet 1925).
- 49 DAVID. — Sur la stabilité de l'aimantation de quelques roches volcaniques (*C. R.*, t. 138, p. 41, 1904).
- 50 FOLGHERAITER. — Force coercitive de l'argile cuite, variation séculaire de l'inclinaison, etc. (*Acad. dei Lincei.*, vol. 5, pp. 66 et 127 ; *Acad. dei Lincei.*, vol. 8, pp. 69, 121, 176 et 269).
- 51 GAGE et LAWRENCE. — Propriétés magnétiques des briques (*The Phys. Rev.*, vol. 9, p. 304, 1899).
- 52 GHERARDI. — Magnétisme polaire des édifices de Turin (*Nuovo Cimento*, vol. 16, pp. 384 et 405, 1862). — Magnétisme des terres cuites (*Nuovo Cimento*, vol. 18, p. 89, 1853).
- 53 MELLONI. — Aimantation des laves du Vésuve (*Mem. accad. Sc. Napoli*, t. 2, p. 187, 1853 ; *C. R. accad. Sc. Paris*, t. 37, pp. 229 et 966, 1853).
- 54 P.-L. MERCANTON. — Aimantation des roches volcaniques (*C. R.*, t. 174, p. 1117, 1925 ; *C. R.*, t. 182, pp. 859 et 1131, 1926).
- 55 J.-K. WACHTER. — Granites magnétiques de la région du Harze (*Ann. der Physik.*, t. 5, p. 376, 1800).

V. — Divers.

- 56 R. AMBRONN. — *Méthodes de la Géophysique appliquée*. (Ed. Théodor Steinkopff, Dresde et Leipzig, 1926).
- 57 A.-H. COX. — Relations entre la structure géologique et les perturbations magnétiques (*Phil. Mag.*, t. 36, p. 426, 1918).
- 57 bis A.-H. COX. — Même sujet (*Phil. trans. of Roy. Soc.*, série A, vol. 219, 1919).

58. H. DUBOIS. — Propriétés magnétiques de la matière pondérable. Rapports présentés au Congrès international de Physique de 1900 (*Paris, G. V.*, 1900).
 59. E. MATHIAS. — Recherches sur le magnétisme terrestre (*Ann. de l'Observatoire de Toulouse*, t. 7, 1907).
 60. MOUREAUX. — Anomalie magnétique du bassin parisien (*Annales du Bureau central météorologique*, p. B 95, 1890 ; *Annales du Bureau central météorologique*, p. 25, 1904).
 61. L. PALAZZO. — Propriétés magnétiques des roches sur place et en laboratoire. Union Géodésique et Géophysique internationale. Section du magnétisme et de l'électricité. Rapports préliminaires, 1928.
 62. H.-B. DE SAUSSURE. — *Voyage dans les Alpes* (Neuchâtel, imprimerie Fauche, 1803).
 63. A. MICHEL-LÉVY et G. GRENET. — Relations entre l'augmentation de la susceptibilité magnétique de certaines roches chauffées et les modifications de leurs minéraux constituants (*C. R.*, t. 188, 1929, p. 640).
 64. FOURNET. — Magnétisme des minerais et des roches. Causes de quelques anomalies magnétiques. (*Mémoires de la Société Royale d'Agriculture, d'Histoire naturelle et des Arts utiles de Lyon*, 1848).
-

TABLE DES MATIÈRES

	Pages
INTRODUCTION	1
CHAPITRE PREMIER. — <i>Historique</i>	2
1 ^o Les précurseurs	2
2 ^o De 1883 à nos jours	4
CHAPITRE II. — <i>Les méthodes de mesure de la susceptibilité des minéraux et des roches</i>	10
1 ^o Méthode magnétométrique	11
2 ^o Méthode d'attraction dans un champ magnétique non uniforme.	12
3 ^o Méthode balistique.	13
4 ^o Méthode de Townsend.	14
5 ^o Méthode de la balance d'induction de Hughes	15
CHAPITRE III. — <i>Méthodes utilisées dans ce travail ; description des appareils</i>	15
1 ^o Balance de Curie-Cheneveau.	16
2 ^o Balance d'induction de Hughes.	20
CHAPITRE IV. — <i>Généralités sur les propriétés magnétiques des roches</i>	26
CHAPITRE V. — <i>Propriétés magnétiques des minéraux des roches</i>	29
1 ^o Notions classiques sur les oxydes de fer	30
2 ^o Propriétés magnétiques de la magnétite	31
3 ^o Propriétés magnétiques de la pyrrhotine.	31
4 ^o Renseignements récents sur les propriétés magnétiques des ferrites et des oxydes de fer.	32
5 ^o Résultats de diverses mesures de susceptibilité des minéraux	34
CHAPITRE VI. — <i>Propriétés magnétiques des roches</i>	40
1 ^o Coefficient d'aimantation.	40
2 ^o Susceptibilité moyenne de la croûte terrestre.	56
3 ^o Aimantation rémanente des roches.	57
4 ^o Température de perte du magnétisme pour les roches	58
5 ^o Sur les constituants magnétiques des roches.	61
6 ^o Relations entre l'augmentation de susceptibilité de	

	Pages
certaines roches chauffées et les modifications survenues dans leurs minéraux constitutants . . .	69
7 ⁰ Anisotropie magnétique des roches.	71
CHAPITRE VII. — <i>Propriétés magnétiques des minéraux et des roches placés dans un champ magnétique alternatif sinusoïdal, application à l'influence des courants de Foucault sur les mesures effectuées avec la balance d'induction de Hughes</i>	72
1 ⁰ Sphère conductrice homogène placée dans un champ alternatif sinusoïdal, uniforme	72
2 ⁰ Applications	77
3 ⁰ Applications aux mesures effectuées au moyen de la balance de Hughes	79
4 ⁰ Influence de l'hystérésis	82
CONCLUSIONS	83
BIBLIOGRAPHIE	85
TABLEAU I. — Influence de la nature de la croûte super- ficielle sur les anomalies magnétiques, d'après E. MA- THIAS	9
TABLEAU II. — Susceptibilités des minerais et composés du fer	35
TABLEAU III. — Susceptibilité de minéraux divers	37
TABLEAU IV. — Susceptibilité des roches	41
TABLEAU V. — Aimantation rémanente de la magnétite et des roches	59
TABLEAU VI. — Aimantation à saturation et températures de perte de magnétisme des roches, d'après Ch. JACQUET.	60
TABLEAU VII. — Résistivité des minéraux et des roches, d'après AMBRONN	79
Deux PLANCHES hors texte,	

DEUXIÈME THÈSE

PROPOSITIONS DONNÉES PAR LA FACULTÉ

**Étude des courts-circuits brusques
des alternateurs.**

VU ET APPROUVÉ :

Paris, le 5 décembre 1929.

Le Doyen de la Faculté des Sciences,

CH. MAURAIN.

VU ET PERMIS D'IMPRIMER :

Le Recteur de l'Académie de Paris,

S. CHARLÉTY.

